



# Evaluation de la variabilité spatiale des paramètres géotechnique du sol à partir de mesures géophysiques : application à la plaine alluviale de Nahr-Beyrouth (Liban)

Nancy Salloum

## ► To cite this version:

Nancy Salloum. Evaluation de la variabilité spatiale des paramètres géotechnique du sol à partir de mesures géophysiques : application à la plaine alluviale de Nahr-Beyrouth (Liban). Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes; Université Libanaise, 2015. Français. NNT : 2015GREAU014 . tel-01279224

**HAL Id: tel-01279224**

**<https://theses.hal.science/tel-01279224>**

Submitted on 25 Feb 2016

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université Libanaise

École Doctorale  
Sciences et Technologies

UNIVERSITÉ  
GRENOBLE  
ALPES

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES**

**préparée dans le cadre d'une cotutelle entre  
l'Université Grenoble Alpes et l'université libanaise**

Spécialité : **Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement**

Arrêté ministériel : le 6 janvier 2005 - 7 août 2006

Présentée par

**« Nancy SALLOUM »**

Thèse dirigée par « **Denis JONGMANS** » et « **Fadi HAGE CHEHADE** »  
codirigée par « **Cécile CORNOU** » et « **Dalia YOUSSEF ABDEL-MASSIH** »

préparée au sein des **Laboratoires ISTerre** et **Centre de Modélisation**  
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement (UDG)** et **Ecole**  
**Doctorale des Sciences et de Technologie (UL)**

# **Evaluation de la variabilité spatiale des paramètres géotechniques du sol à partir de mesures géophysiques: application à la plaine alluviale de Nahr-Beyrouth (Liban)**

Thèse soutenue publiquement le « **30 avril 2015** »,  
devant le jury composé de :

**M, Philippe COTE**

Directeur de Recherche, IFSTTAR, Rapporteur

**M, Salah SADEK**

Professeur, American University of Beirut, Rapporteur

**M, Olivier MAQUAIRE**

Professeur, Université de Caen Basse-Normandie, Examineur

**Mlle, Tamara Al BITAR**

Maitre de conférences, Université Libanaise, Examineur

**M, Denis JONGMANS**

Professeur, ISTerre, Directeur de thèse

**M, Fadi HAGE CHEHADE**

Professeur, Université Libanaise, Directeur de thèse

**Mme, Cécile CORNOU**

Maitre de conférences, ISTerre, Co-Directeur de thèse

**Mme, Dalia YOUSSEF ABDEL MASSIH**

Maitre de conférences, Université Libanaise, Co-Directeur de thèse





## AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS

*Le moment est venu pour écrire la longue page de remerciement, et c'est avec la crainte d'oublier quelqu'un que je la rédige.*

*Le présent travail a été réalisé au sein du laboratoire ISTerre dans l'Ecole doctorale Terre, Univers, Environnement (Université de Grenoble) et dans le Centre de Modélisation de l'Ecole Doctorale des Sciences et de Technologie (Université Libanaise, Beyrouth, Liban).*

*Je tiens tout d'abord à remercier Pr. Denis Jongmans et Pr. Fadi El Hage Chhade, les directeurs de cette thèse, pour m'avoir fait confiance malgré mes connaissances plutôt légères en géophysiques, puis pour m'avoir guidée, encouragée, conseillée. Et aussi pour la gentillesse et la patience qu'ils ont manifestées à mon égard durant cette thèse. Je tiens à leur exprimer toute ma reconnaissance pour les multiples aides scientifiques et morales qu'ils m'ont accordées.*

*Je ne sais comment exprimer ma gratitude à mes co-encadrants, Dr. Cécile Cornou et Dr. Dalia Abed Al Massih. Un grand merci à eux pour m'avoir proposé cette thèse sur un sujet aussi intéressant, de diriger mes travaux et de m'accorder la chance de continuer, et de m'avoir fait plus confiance que moi-même et de ses disponibilités appréciables. Du fond du cœur, je leur témoigne pour l'aide scientifique et morale, de la qualité de leur encadrement pour leurs supports pendant les périodes dures pour avoir été des amies avant d'être co-encadrants et pour tous les précieux conseils qui m'ont permis de réaliser ce travail.*

*Je remercie également Philippe Cote, Salah Sadek, Oliver Maquaire et Tamara Al Bitar de m'avoir fait l'honneur d'être dans ce jury de thèse. Les nombreuses questions et les discussions qui ont suivis la présentation orale ont été vraiment constructives et m'aideront dans mes futurs travaux de recherche.*

*Mes remerciements s'adressent aussi à Armand Mariscal, Christophe Voisin, Bertrand Guillet et Elise Beck pour m'avoir accompagnée et aidée sur le terrain.*

*Je remercie aussi l'institut du chemin de fer et du transport public au Liban et surtout l'ingénieur Walid Wakim pour leur aide pour faire les tests géophysiques et géotechniques sur le site.*

*Je remercie Chaleureusement tout le personnel du laboratoire ISTerre, les permanents et les étudiants, (Jean Braun, Philippe Cardin, Stéphane Guillot, Pierre-Yves BARD, Michelle Bouchon, Michelle Dietrich, Marc Wathelet, Emmanuel Chaljub, Christine Bigot, Pascale Lacroix, Pascale Talour, pascale Daynes, Mathieu Causse, Cécile Cretin, Karine De Palo, Jacques Pellet, Hafid Bouchafa) pour leur accueil, leur aides, leurs sympathies, leurs conseils et pour les échanges humains et scientifiques que j'ai eu au cours de ces années de présence au laboratoire.*



## AVANT PROPOS ET REMERCIEMENTS

---

*Merci pour tous mes amis au Liban et en France avec qui j'ai passé d'agréables moments et surtout Christelle Salameh, Cherine Abou Faysal, Imane Maatouk, Afifa Imtiaz, Johanes Chandra, Nour Ben Salem, Oumayma Omar, Rachid Alouani.*

*Mes remerciements s'adressent aussi à l'ANR Libris, l'IRD, le labex OSUG@2020, le programme CEDRE, le programme MISTRALS et Centre National de Recherche Scientifique Libanais (CNRSL) pour avoir financé ce travail.*

*J'exprime aussi mes sincères remerciements à mes chers et tendres parents (ma mère, mon père, mes sœurs et mes frères et aussi merci à ma belle mère) pour leur soutien moral et leur encouragement pendant toute la période de ma thèse.*

*Mes remerciements finaux mais non les moindres s'adressent à l'acteur principal derrière la réussite de ce travail, à la personne qui a tant sacrifié. Il s'agit de Khaled, mon merveilleux mari. Je voudrais lui dire merci pour son soutien continu pendant mes périodes de doutes et pour les multiples encouragements répétés. Je te remercie infiniment mon chéri.*

*Une pensée pour terminer ces remerciements va à ma petite fille Aya, qui a pu supporter mon éloignement et a pu continuer d'être sage en dépit de mon absence.*

*« L'impossible n'est que le possible de l'avenir... »*

# SOMMAIRE

<b>LISTE DES FIGURES .....</b>	<b>I</b>
<b>LISTE DES TABLEAUX.....</b>	<b>XII</b>
<b>NOTATION.....</b>	<b>XIV</b>
<b>RÉSUMÉ.....</b>	<b>XVIII</b>
<b>INTRODUCTION GENERALE .....</b>	<b>1</b>
<b>CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART .....</b>	<b>5</b>
<b>1.1 Introduction .....</b>	<b>5</b>
<b>1.2 Hétérogénéité spatiale et topographique du sol.....</b>	<b>5</b>
1.2.1 Les structures géologiques.....	5
1.2.2 Importance des terrains de couverture dans l'estimation de l'aléa et du risque sismique .....	6
1.2.3 Les effets induits.....	12
<b>1.3 Contextes géologique et géotechnique du site de la plaine alluviale de Beyrouth .....</b>	<b>16</b>
1.3.1 Le Liban .....	16
1.3.2 Géologie de Beyrouth.....	24
1.3.3 Les méthodes géophysiques .....	27
1.3.4 Les essais géotechniques .....	45
<b>1.4 Relations entre paramètres géophysiques et géotechniques .....</b>	<b>54</b>
<b>1.5 Conclusion .....</b>	<b>55</b>
<b>CHAPITRE 2 : DETERMINATION DE LA STRUCTURE VS DE LA PLAINE ALLUVIALE DE BEYROUTH: INTERPRETATION COMBINEE DES DONNEES GEOTECHNIQUES ET GEOPHYSIQUES .....</b>	<b>58</b>
<b>2.1 Introduction .....</b>	<b>58</b>
<b>2.2 Localisation et caractéristiques d'acquisition des essais géophysiques et géotechniques .....</b>	<b>59</b>
<b>2.3 Résultats des mesures .....</b>	<b>62</b>
2.3.1 Les essais géotechniques .....	62
2.3.2 Tomographie électrique.....	62
2.3.3 Méthodes sismiques.....	64
<b>2.4 Structure de la plaine alluviale de Beyrouth .....</b>	<b>72</b>
2.4.1 Structure géologique de la proche surface.....	72
2.4.2 La structure sismique ( $V_s$ ) de la plaine alluviale .....	73

2.5 Conclusions .....	107
<b>CHAPITRE 3 : CARACTERISATION DE LA VARIABILITE DU SOL .....</b>	<b>113</b>
3.1 Introduction.....	113
<b>PARTIE A – ETAT DE L’ART.....</b>	<b>115</b>
3.2 Variabilité spatiale des propriétés du sol .....	115
3.2.1 Généralité.....	115
3.2.2 Loi de probabilité.....	116
3.2.3 Coefficient de variation .....	117
3.2.4 Notion de champs aléatoires .....	117
3.2.5 Notion d’homogénéité, d’isotropie et de stationnarité d'un champ aléatoire .....	118
3.2.6 Fonction d'autocorrélation et échelle de fluctuation .....	119
3.3 Quantification des incertitudes.....	121
3.3.1 Introduction .....	121
3.3.2 Quantification de la fonction d’autocorrélation et des échelles de fluctuation .....	122
3.3.3 Quantification du coefficient de variation .....	127
3.3.4 Quantification de la loi de distribution de probabilité .....	127
<b>PARTIE B: CARACTERISATION DE LA VARIABILITE SPATIALE DU SOL.....</b>	<b>131</b>
3.4 Quantification des incertitudes reliés aux propriétés du sol de Nahr-Beyrouth.....	131
3.4.1 Méthode d'identification des champs aléatoires.....	132
3.4.2 Analyse de données .....	134
3.5 Résultats de la quantification des paramètres statistiques des propriétés du sol de Nahr Beyrouth	136
3.5.1 Variabilité verticale des valeurs $N_{60}$ pour le cas d’un sol stratifié .....	136
3.5.2 Variabilité verticale des valeurs de $V_s$ .....	140
3.5.3 Variabilité horizontale des valeurs de la résistivité électrique.....	148
3.6 Conclusion .....	151
<b>CHAPITRE 4 : MODELISATION 1D PROBABILISTE DE LA REPONSE SISMIQUE D’UN SOL SPATIALEMENT HETEROGENE.....</b>	<b>155</b>
4.1 Introduction.....	155
4.2 Méthode de modélisation .....	158
4.2.1 Modélisation de la variabilité spatiale : Discrétisation du champ aléatoire .....	158
4.2.2 Méthode de modélisation de la réponse sismique : FLAC2D.....	161
4.2.3 Comparaison entre FLAC2D et la méthode de réflectivité.....	164
4.3 Modélisation probabiliste de la réponse sismique 1D .....	167
4.3.1 Profil de sol et paramètres de l’étude de sensibilité.....	167
4.3.2 Propriétés du mouvement sismique en surface .....	168
4.3.3 Tests de convergence .....	170

4.3.4	Amplification (AF Amplification function) .....	173
4.3.5	Effet de la fonction et de la distance d'autocorrélation sur l'amplification.....	173
4.3.6	Effet de la sélection des profils de $V_s$ .....	176
4.3.7	Effet du coefficient de variation sur $V_s$ .....	183
4.3.8	Application à Nahr Beyrouth.....	187
<b>4.4</b>	<b>Conclusions .....</b>	<b>189</b>
<b>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES .....</b>		<b>192</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>		<b>194</b>
<b>ANNEXE A .....</b>		<b>224</b>
<b>ANNEXE B .....</b>		<b>235</b>
<b>ANNEXE C.....</b>		<b>237</b>
<b>ANNEXE D .....</b>		<b>254</b>
<b>ANNEXE E.....</b>		<b>259</b>
<b>ANNEXE F.....</b>		<b>261</b>
<b>ANNEXE G .....</b>		<b>263</b>
<b>ANNEXE H .....</b>		<b>268</b>
<b>ANNEXE I.....</b>		<b>274</b>



## LISTE DES FIGURES

### **Figures du chapitre 1 :**

- Figure 1.1: Principaux types de systèmes fluviaux avec les coupes types caractéristiques (échelle verticale exagérée) (Einsele, 1991). ..... 6
- Figure 1.2: Effets directs et induits d'un séisme (source ; BRGM) ..... 7
- Figure 1.3: Trois configurations-types responsables d'amplification locale : (a) Formation peu rigide surmontant un substratum rigide, géométrie horizontale. (b) Formations peu rigides surmontant un substratum rigide, géométrie 2D conduisant à la diffraction d'ondes de surface aux bords de vallée. (c) Discontinuité latérale entre formations de rigidité différente (BRGM modifié). Les flèches vertes indiquent les lieux qui ne subiront pas d'effets de site tandis que les croix rouges indiquent les lieux sujets à effets de site et pour lesquels un dimensionnement des structures non adapté peut causer des dommages significatifs..... 8
- Figure 1. 4: Ville de Mexico : (a) Modèle à l'échelle du bassin. (b) présence en surface d'une couche de remblai de quelques mètres d'épaisseur variable. Modifié de Chavez-garcia et Bard, 1994..... 9
- Figure 1. 5: Dé focalisation des ondes au niveau des géométries concaves (pied de versant) (CME, 2009). ..... 10
- Figure 1. 6: (a) Vue sur Rognes après le séisme provençal de 1909 (Collection R Parraud). (b) La citadelle de Bam après le tremblement de terre de 2003 (Pourmazaheri, janvier 2010). ..... 10
- Figure 1. 7: (a) Coupe géologique à travers la colline du Palatin (Rome). Au dessus d'une couche de base d'argile surconsolidée (en jaune sur la figure), le sous sol est constitué d'une alternance de couches de sable, de limon et d'argile de 30 m d'épaisseur environ et montrant de fortes variations latérales de faciès. Sur pratiquement l'ensemble de la zone, ces formations naturelles sont recouvertes par des remblais de 0 à 20 m d'épaisseur. (b) Prédiction de l'amplification sismique (Intensité de Housner) le long de la coupe géologique : en rouge, pour la modélisation déterministe et, en noir, pour la modélisation probabiliste. (c) Exemple d'une réalisation de la variabilité spatiale des propriétés élastiques considérée dans chacune des unités géologiques (Pagliaroli et al., 2014)..... 11
- Figure 1. 8: Illustration du phénomène de liquéfaction avec effet sur un bâtiment ([http://www.nord-pas-de-calais.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/pdominique\\_partie3.pdf](http://www.nord-pas-de-calais.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/pdominique_partie3.pdf))..... 12

## LISTE DES FIGURES

---

Figure 1. 9: Les ruptures par perte de capacité portante des fondations du complexe de bâtiments de Kawagichi-Cho, après le séisme de Niigata en Japon, 1964 (Copy right Pearson education, 2011).	13
Figure 1. 10: Exemples de mouvements de terrain induits par les séismes depuis 1900 (Keefer 1984a ; Rodriguez et <i>al.</i> , 1999).	14
Figure 1. 11: La colline de Las Colinas (USGS), (a) avant le glissement, (b) après le glissement.	15
Figure 1. 12: (a) Vue aérienne de l'éboulement Las Colinas. (b) Profil topographique 3D (Surfer) du glissement de Las Colinas. Les pointillés délimitent l'escarpement principal et la zone de dépôt. (Konagai et <i>al.</i> , 2002).	15
Figure 1. 13: Carte géologique simplifié du Liban du Dubertret, 1955 avec une échelle 1:200,000. (Abdallah, 2007).	19
Figure 1. 14: Cadre tectonique régional. (a) Localisation de la faille du Levant. (b) Ramification de la faille du Levant en plusieurs failles actives du Liban (Daëron et <i>al.</i> , 2007).	22
Figure 1. 15: la sismicité active du Liban entre 2006 et 2009 (Centre de Recherches Géophysiques du CNRSL ; ( <a href="http://www.cnrs.edu.lb/download/pdf/all0608.jpg">http://www.cnrs.edu.lb/download/pdf/all0608.jpg</a> )).	23
Figure 1. 16 : Carte des accélérations horizontales maximales au rocher (PGA) ayant une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans. (Huijer et <i>al.</i> , 2011)	24
Figure 1. 17: Carte géologique du Beyrouth de Dubertret, 1944.	25
Figure 1. 18: Schéma tectonique de la zone de la flexure dans les environs de Beyrouth 200.000 (Dubertret, 1951).	26
Figure 1. 19: Valeurs de résistivité électrique (ohm-m) ou la conductivité (mS / m) pour des matériaux terrestres (Palacky, 1988).	30
Figure 1. 20: Différents dispositifs utilisés dans la méthode de résistivité électrique et leurs facteurs géométriques ( <i>k</i> ). A noter que le dipôle-dipôle, dipôle-pôle et Wenner-Schlumberger ont deux paramètres: la longueur de dipôle " <i>a</i> " et le facteur de séparation " <i>n</i> " tiré de Loke, 2011.	31
Figure 1. 21: La disposition d'électrodes pour un sondage électrique 2-D et la séquence de mesures utilisées pour construire une pseudosection (configuration Wenner) tiré de Loke, 2011.	32
Figure 1. 22: Diagramme des étapes pour la mesure des courbes de dispersion et l'inversion des ondes de surface.	34

Figure 1. 23: Méthode sismique réfraction. (a) représentation des ondes directes AD et réfractées ABCD dans le cas d'une couche surmontant un milieu plus rapide. (b) Dromochronique correspondante (Kearey et <i>al.</i> , 2002).	36
Figure 1. 24: Le problème de la couche cachée en sismique réfraction. (a) une couche mince n'apparaissent pas sur la dromochronique. (b) une couche à vitesse plus lente n'engendrent pas d'ondes coniques. (Kearey et <i>al.</i> , 2002).	37
Figure 1. 25: Les différentes étapes du calcul du rapport H/V d'après Bonnefoy-Claudet, 2004.	39
Figure 1. 26: Traitement de vibrations ambiantes: la méthode FK. (a) distribution de l'énergie dans le domaine des nombres d'ondes ( $k_x$ , $k_y$ ) pour une fenêtre de temps et une fréquence $F$ donnée. (b) Histogramme des valeurs de lenteur estimées à chaque fréquence pour toutes les fenêtres temporelles d'analyse. Sur ce graphique, les couleurs magenta et jaune représentent, respectivement, la forte et faible densité de probabilité. Les traits noirs indiquent les limites de résolution du réseau : $k_{min2}$ , $k_{min}$ , $k_{max2}$ , $k_{max}$ . Les phénomènes d'aliasing sont visibles à partir de la fréquence $F$ (Ornberger et <i>al.</i> , 2010).	41
Figure 1. 27: Réponse du réseau pour un réseau unidimensionnel (linéaire) composé de 9 capteurs espacés d'une distance $d$ (Ornberger et <i>al.</i> , 2010).	41
Figure 1. 28: Exemple de (a) disposition des appareils et (b) d'enregistrement d'un essai down-hole (Reiffsteck et <i>al.</i> , 2012).	45
Figure 1. 29: Courbe granulométrique. (Touchani et Callaud, 2003)	47
Figure 1. 30: Etats de consistance d'un sol. (Touchani et Callaud, 2003)	49
Figure 1. 31: classification du sol suivant USCS (ASTM D2487-98) (Das et Sobhan, 2013).	49
Figure 1. 32: Coupe du carottier SPT (Plumelle, 2013).	51

## **Figures du chapitre 2 :**

Figure 2. 1 : (a) Localisation de Beyrouth au Liban. (b) Carte géologique simplifiée de Beyrouth (Dubertret, 1944) avec la localisation du site (rectangle rouge). Les coordonnées sont en Transverse Universelle de Mercator (en anglais Universal Transverse Mercator ou UTM).	59
Figure 2. 2 : Implantation des essais géotechniques (forages B1 à B22) et géophysiques (profils électriques E1 à E4 et réseaux de sismique passive A1 à A8).	60
Figure 2. 3 : Implantation des essais géotechniques (forages) et géophysiques (mesures H/V et profils de sismique active).	61



## LISTE DES FIGURES

---

Figure 2. 4 : Zoom de la zone pointillée dans la Figure 2. 2 et Figure 2. 3 .....	61
Figure 2. 5 : Valeurs de la résistance à la pénétration N60 lors de l'essai SPT avec la description géologique et la classification du sol à des profondeurs déterminées.....	62
Figure 2. 6 : Tomographies électriques. (a) Profil électrique <i>E1</i> , avec 5 itérations, erreur absolue = 4.5 %; (b) Profil électrique <i>E2</i> , avec 7 itérations, erreur absolue = 4.7 %; (c) Le profil électrique <i>E3</i> , avec 5 itérations, erreur absolue = 6.7 %; (d) Profil électrique <i>E4</i> , avec 10 itérations, erreur absolue = 5.6 %; (e) Profil électrique <i>E5</i> , avec 6 itérations, erreur absolue = 5.7 % ; les profils <i>E1</i> et <i>E5</i> du site <i>Si1</i> sont réalisés sur une plate-forme creusée 4 m au-dessous du niveau du sol lors de travaux de génie civil. ....	63
Figure 2. 7 : Profil MASW d'acquisition pour le profil <i>SI</i> . Les déports de la source (offset) sont de -2 et 48 m par rapport au géophone 1 localisé à $x = 0$ m. ....	65
Figure 2. 8 : Profil sismique <i>SI</i> (ondes P). (a) Signaux enregistrés avec une source déportée de 2 m par rapport au géophone localisé à 0 m (b) Hodochrones pour les ondes P. (b) Structure en vitesse obtenue. ....	66
Figure 2. 9 : Profil sismique SH <i>S2</i> . Les signaux sismiques mesurés par des géophones horizontaux ont été filtrés entre 5 et 200 Hz. ....	67
Figure 2. 10 : (a) Signaux (composante verticale) mesurés sur le profil <i>S6</i> pour un déport de source de -3 m par rapport au géophone localisé à 0 m, (b) Spectres de Fourier en amplitude, (c) Image de dispersion correspondante, (d) Signaux (composante verticale) du profil <i>S4</i> pour un déport de source de 36.5 m, (e) Spectres de Fourier, (f) Image de dispersion correspondante. ....	68
Figure 2. 11 : Signaux (composante verticale) mesurés sur le profil <i>S14</i> avec un offset de (a) - 2 m, (b) 48 m avec les cartes de dispersion correspondantes (c) -2 m, (d) 48 m. ....	69
Figure 2. 12 : Schéma d'acquisition du <i>down-hole</i> de notre étude. ....	70
Figure 2. 13 : Signaux sismiques enregistrés sur une des composantes horizontales de la paire de géophones pour les cinq forages. Le pointé des ondes S est montré avec des points rouges. (a) Forage B20 : les signaux, filtrés entre 20 et 80 Hz, ont été enregistrés par une des composantes horizontales de la paire de géophones. (b) Forage B21 : les signaux, filtrés entre 10 et 150 Hz, ont été enregistrés par une des composantes horizontales du premier géophone (géophone T). (c) Forage B21 : idem pour le second géophone (géophone B). (d) Forage B22 : les signaux, filtrés entre 20 et 80 Hz, ont été enregistrés par une des composantes horizontales de la paire de géophones. (e) Forage B23 : les signaux, filtrés	

entre 20 et 80 Hz ont été enregistrés par une des composantes horizontales de la paire de géophones.....	70
Figure 2. 14 : (a) Histogramme (fonction de densité de probabilité) de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh obtenues en utilisant la méthode FK pour le réseau A3, de 10 m d'ouverture. Le magenta et les couleurs rouges indiquent respectivement la valeur la plus élevée et la plus basse de la fonction de densité de probabilité. Les points noirs indiquent la courbe moyenne de dispersion des ondes de Rayleigh +/- l'écart-type. Les lignes noires en pointillés et continues indiquent les limites de résolution du réseau pour, respectivement, la méthode FK et la méthode HRFK. (b) histogramme de la vitesse de phase de l'onde Rayleigh provenant de la méthode MSPAC du réseau A3 et la courbe de dispersion moyenne +/- l'écart-type. (c) La courbe d'autocorrélation obtenue par la méthode MSPAC pour le réseau A3.....	71
Figure 2. 15 : Coupes géologiques interprétatives le long des profils électriques avec les valeurs <i>N60</i> le long des profils (a) <i>E1</i> et (b) <i>E5</i> . En rouge sont indiqués les résultats des analyses granulométriques. G : Galets, S : Sable, M : Limon, C : Argile (classification USCS).....	73
Figure 2. 16 : (a) structure en vitesse simplifiée au forage B22 ; (b) spectres FK obtenus pour les longueurs de profil de 34 et 150 m avec une distance entre géophones de 1 m. Les courbes de dispersion théoriques des dix premiers modes de propagation des ondes de Rayleigh sont présentées par les courbes noires. ...	108
Figure 2. 17 : Influence de la vitesse en onde S et de l'épaisseur de la couche molle sur les courbes de dispersion (10 premiers modes) : (a) structure <i>V<sub>s</sub></i> et courbes de dispersion du modèle initial ; (b) et (c) : structure <i>V<sub>s</sub></i> et courbes de dispersion obtenues pour une variation de <i>V<sub>s</sub></i> dans la couche molle (courbes noires) ; (d) et (e) : structure <i>V<sub>s</sub></i> et courbes de dispersion obtenues pour une variation de l'épaisseur de la couche molle (courbes noires). ....	109
Figure 2. 18 : (a) Valeurs moyennes de <i>V<sub>s</sub></i> en fonction des valeurs moyennes de <i>N60</i> dans les sables profonds pour le réseau 2, avec les courbes trouvées dans la littérature. (b) Mêmes données avec leurs barres d'erreurs. (c) Valeurs de la résistance à la pénétration <i>N60</i> lors des 4 essais SPT réalisés à proximité du réseau 2.....	110
Figure 2. 19 : Schéma descriptif 3D montrant l'association de la variabilité spatiale des couches géologiques et de tous les facteurs anthropiques perturbateurs rencontrés dans la zone d'étude. ....	110
Figure 2. 20 : Plan de situation du site étudié avec la localisation et les photos de tous les facteurs anthropiques perturbateurs pour la réalisation d'essais géophysiques .....	111

**Figures du chapitre 3 :**

Figure 3. 1 : Types des incertitudes reliées aux propriétés du sol. ....	113
Figure 3. 2 : Variabilité spatiale des propriétés du sol (Phoon et Kulhawy, 1999a).....	115
Figure 3. 3 : Illustration de l'échelle de fluctuation (Lemaire, 2010).....	120
Figure 3. 4 : Estimation de l'échelle de fluctuation verticale. ....	121
Figure 3. 5 : Position des essais géotechniques et géophysiques sur les 3 sites d'études ( <i>Si1</i> à <i>Si3</i> ) de la plaine alluviale de Beyrouth.....	131
Figure 3. 6: (a) Exemple d'un profil de variation de $q_c$ avec la profondeur. La droite indique la tendance linéaire d'augmentation de $q_c$ avec la profondeur;(b) Les valeurs standardisées de $q_c$ après suppression de la tendance (d'après (Liu et Chen, (2010))). ....	133
Figure 3. 7 : Schéma de la variation de la fonction d'autocorrélation avec la distance de décalage (Chenari et Dodaran, 2010). ....	135
Figure 3. 8 :(a) Profils de variation de $N60$ avec la profondeur dans les forages B20, B21, B22, B23 et la moyenne de ces 4 forages. (b) Profil de variation de $N60$ du B22, avec la droite de tendance d'augmentation de $N60$ avec la profondeur. (c) Résidus de $N60$ après l'élimination de la tendance. ....	136
Figure 3. 9: Histogramme et <i>PDF ajustées (pour des lois normales et lognormales)</i> de $N60$ de tous les forages du site <i>Si3</i> au sein de la couche d'argile.....	137
Figure 3. 10 : Fonctions d'autocorrélation ajustées pour les données de $N60$ dans l'argile avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages : (a) B20, (b) B21, (c) B22 et (d) B23.....	138
Figure 3. 11 : Fonctions d'autocorrélation des données de $N60$ (obtenues de B20, B22 et B23) et leur ajustement à des fonctions empiriques (Exponentielle décroissante (EXPDEC) et carrée (EXP2)).....	139
Figure 3. 12 :(a) Le profil de variation de la vitesse de cisaillement $V_s$ en fonction de la profondeur pour les forages B20, B21, B22 et B23. (b) Le profil de variation de $V_s$ du B20 ; la droite indique la tendance linéaire de $V_s$ avec la profondeur en supposant que le sol est homogène. (c) Résidus de $V_s$ après l'élimination de la tendance. ....	140
Figure 3. 13 : Histogramme et <i>PDF Lognormale et Normale</i> de $V_s$ de tous les forages du site <i>Si3</i> en supposant le sol est homogène. ....	141

Figure 3. 14 : Fonction d'autocorrélation ajustée pour toutes les données de $V_s$ avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages : (a) B20, (b) B21, (c) B22 et (d) B23. ....	142
Figure 3. 15: Fonction d'autocorrélation des quatre profils de $V_s$ du <i>Si3</i> (B20, B21, B22 et B23), et les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées pour les données moyennées de $V_s$ à chaque profondeur dans le gravier des trois down-hole .....	142
Figure 3. 16 : (a) Profils de variation de la vitesse de cisaillement $V_s$ dans la couche de gravier en fonction de la profondeur pour les forages <i>B20</i> , <i>B22</i> et <i>B23</i> . (b) Le profil de variation de $V_s$ du forage <i>B23</i> , la droite indique la tendance linéaire de $V_s$ avec la profondeur. (c) Résidus de $V_s$ après l'élimination de la tendance. ....	143
Figure 3. 17: (a) Profils de variation de la vitesse de cisaillement $V_s$ dans la couche d'argile en fonction de la profondeur au sein des 4 forages de <i>Si3</i> ( <i>B20</i> , <i>B21</i> , <i>B22</i> et <i>B23</i> ). (b) Le profil de variation de $V_s$ dans le forage <i>B22</i> , la droite indique la tendance linéaire de $V_s$ avec la profondeur. (c) Résidus de $V_s$ après l'élimination de la tendance. ....	144
Figure 3. 18: Histogramme <i>PDF</i> de $V_s$ de tous les forages du site <i>Si3</i> au sein de la couche du gravier. ....	144
Figure 3. 19 : Histogramme <i>PDF</i> de $V_s$ de tous les forages du site <i>Si3</i> au sein de la couche d'argile. ....	145
Figure 3. 20 : Fonction d'autocorrélation ajustée pour les données de $V_s$ dans le gravier avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages : (a) B20, (b) B22 et (c) B23. ....	145
Figure 3. 21 : Fonctions d'autocorrélation ajustées pour les données de $V_s$ dans l'argile avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages: (a) B20, (b) B21, (c) B22 et (d) B23. ....	146
Figure 3. 22 : Fonction d'autocorrélation des trois profils de $V_s$ du <i>Si3</i> (B20, B22 et B23) dans la couche de gravier, et les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées pour les données moyennées de $V_s$ à chaque profondeur dans le gravier des trois down-hole.....	146
Figure 3. 23 : Fonction d'autocorrélation des quatre profils de $V_s$ du <i>Si3</i> (B20, B21, B22 et B23) dans l'argile, et les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées pour les données moyennées de $V_s$ à chaque profondeur dans l'argile des trois down-hole .....	147

## LISTE DES FIGURES

---

- Figure 3. 24 : (a) Image électrique du profil E1 du *SiI*, (b) Disposition des blocs de modèle avec les points de référence de la résistivité apparente dans le pseudo section. .... 148
- Figure 3. 25 : (a) Profil de variation de la résistivité électrique ( $\rho$ ) pour la profondeur  $Z=1,16$  m ; la droite indique la tendance linéaire de  $\rho$  le long du profil. (b) Résidus de la résistivité électrique( $\rho$ ) après l'élimination de la tendance. .... 149
- Figure 3. 26: Histogramme et *PDF* Normale et Lognormale de la résistivité électrique du profil E1 de *SiI*. .... 150
- Figure 3. 27 : Fonctions d'autocorrélation théoriques ajustées aux données de la résistivité électrique pour la profondeur  $Z= 1,16$  m. .... 150

### **Figures du chapitre4 :**

- Figure 4. 1: Types des conditions aux limites en dynamique dans FLAC (Manuel FLAC). 164
- Figure 4. 2: (gauche) signal incident ; (droite) amplitude du spectre de Fourier. 165
- Figure 4. 3 : Les profils de vitesse en ondes de cisaillement des trois modèles étudiés. (a) Modèle 1, (b) Modèle 2 et (c) Modèle 3. 166
- Figure 4. 4 : Comparaison des signaux (en haut) et des amplitudes des spectres de Fourier (SF) (en bas) en surface entre FLAC2D et PSVSH pour (a) le modèle 1, (b) le modèle 2, (c) le modèle 3. 167
- Figure 4. 5: (a) en couleur, les profils de vitesse  $V_s$  probabilistes générés pour une fonction d'autocorrélation exponentielle carrée (EXP2) et un coefficient de variation sur  $COV_{V_s}$  de 20%; en noir, le profil déterministe; (b) en couleur, les amplitudes des spectres de Fourier (SF) en surface issus de tous les profils  $V_s$  et, en noir, le spectre du profil déterministe. 168
- Figure 4. 6 : Histogramme des valeurs des spectres de Fourier en amplitude à la fréquence de 20 Hz et fonctions de densité de probabilité pour une loi normale (trait plein) et une loi lognormale (pointillé). 169
- Figure 4. 7 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXP2, un coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 170
- Figure 4. 8 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXP2, un coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 30$  m. (a)

Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(\text{SF})}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 171

Figure 4. 9 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{Vs}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(\text{SF})}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 171

Figure 4. 10 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{Vs}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 30$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(\text{SF})}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 172

Figure 4. 11 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EX2, un coefficient de variation  $COV_{Vs}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m. (a) En couleur, les profils de vitesses  $V_s$  des 300 simulations et le profil en noir est le profil déterministe. (b) En couleur, le logarithme népérien de l'amplification (AF) calculées pour les 300 simulations pour différentes fréquences, en noir continue est la moyenne du logarithme népérien de l'amplification (AF) et en noir pointillé est logarithme népérien de l'amplification (AF) du profil déterministe. (c) Ecart-type du logarithme népérien de l'amplification (AF)  $\sigma_{\ln(\text{AF})}$  en fonction de la fréquence. 173

Figure 4. 12 : Comparaison entre  $\mu_{\ln(\text{AF})}$  et  $\sigma_{\ln(\text{AF})}$  pour les lois d'autocorrélation EXPDEC et EXP2 pour  $\theta = 0.5$  m, 2 m, 10 m et 30 m, le coefficient de variation  $COV_{Vs} = 20\%$ . 174

Figure 4. 13: Effet de la distance d'autocorrélation sur  $\mu_{\ln(\text{AF})}$  et  $\sigma_{\ln(\text{AF})}$  pour les deux lois d'autocorrélation EXPDEC et l'EXP2, le coefficient de variation  $COV_{Vs} = 20\%$ . 175

Figure 4. 14 : (a) Variation relative des fréquences de résonance et (b) de l'amplification pour les différents modes de résonance (mode fondamental et mode supérieur) en fonction de la distance de corrélation (en échelle logarithmique) pour les deux lois EXP2 (marqueur plein) et EXPDEC (marqueur vide) et en considérant  $COV_{Vs}=20\%$  175

Figure 4. 15 : (a), (d) En couleur, profils de vitesses  $V_s$  des 300 simulations pour la fonction EXPDEC et  $COV_{(V_s)} = 20\%$ ,  $\theta = 0.5$  m et  $\theta = 30$  m respectivement avec le profil déterministe en noir. (c), (d) En couleur, le logarithme népérien de l'amplification (AF) calculées pour les 300 simulations pour différentes fréquences, en noir continue est la moyenne du logarithme népérien de l'amplification (AF) et en noir pointillé est logarithme népérien de l'amplification (AF) du profil déterministe 177

Figure 4. 16 : (a) profils  $V_s$  générés (couleur) pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC et  $\theta = 30$  m et (d) profils  $V_s$  sélectionnés ; la courbe noire correspond au modèle déterministe ; (b) et (e) courbes de dispersion de tous les profils et ceux sélectionnés, la courbe noire représente la courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh du modèle déterministe ; (c) et (f) amplifications de tous les profils  $V_s$  et ceux sélectionnés ; la courbe noire représente l'amplification du modèle déterministe. 178

Figure 4. 17 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXP2, de coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 20$  m pour les profils sélectionnés à  $\pm 3\sigma$ . (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 180

Figure 4. 18 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 30$  m pour les profils sélectionnés  $\pm 3\sigma$ . à (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 180

Figure 4. 19 : Effet de la distance d'autocorrélation sur  $\mu_{(\ln(AF))}$  et  $\sigma_{(\ln(AF))}$  pour les deux lois d'autocorrélation EXP2 (a), (b) et EXPDEC (c), (d), de coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et en considérant les profils  $V_s$  sélectionnés à  $\pm 3\sigma$  181

Figure 4. 20 : (a) Variation relative des fréquences de résonance et (b) de l'amplification pour les différents modes de résonance (mode fondamental et mode supérieur) en fonction de la distance de corrélation pour les deux lois EXP2 (marqueur plein) et EXPDEC (marqueur vide) et en considérant  $COV_{V_s}=20\%$  et les profils  $V_s$  sélectionnés à  $\pm 3\sigma$ . 182

Figure 4. 21 : (a) profils  $V_s$  générés (couleur) pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC et  $\theta = 2$  m de coefficient de variation  $COV_{V_s} = 57\%$  et (d) profils  $V_s$  sélectionnés ; la courbe noire correspond au modèle déterministe ; (b) et (e) courbes de dispersion de tous les profils et ceux sélectionnés, la courbe noire représente la courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh du modèle déterministe ; (c) et (f) amplifications de tous les profils  $V_s$  et ceux sélectionnés ; la courbe noire représente l'amplification du modèle déterministe. 184

Figure 4. 22 : Les fonctions d'amplification pour différents  $COV_{V_s}$  pour les profils de vitesse non sélectionnés en haut et les profils de vitesse sélectionnés en bas. 184

Figure 4. 23 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{V_s} = 57\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 2$  m pour les profils sélectionnés à  $\pm 3\sigma$ . (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences. 185

Figure 4. 24 : Effet du coefficient de variation ( $COV_{V_s}$ ) sur  $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$  pour la fonction EXPDEC d'une distance d'autocorrélation  $\theta = 2$  m, pour les 300 profils (a), (b) et les profils sélectionnés (c), (d). 185

Figure 4. 25 : Variation relative de la fréquence et d'amplitude pour différentes modes en fonction du coefficient de variation ( $COV_{V_s}$ ) pour la loi EXPDEC et  $\theta = 2$  m sans sélection ((a), (c)) et avec sélection des profils ((b), (d)). 186

Figure 4. 26 : Propriétés du (a) Modèle 1D homogène sur un demi-espace et (b), du modèle 1D bicouche sur un demi-espace. 187

Figure 4. 27 : Les profils de vitesse générés et en considérant la fonction d'autocorrélation EXPDEC. Modèle 1D homogène sur un demi-espace (a) après 300 réalisations (sans sélection) et (c) après sélection. Modèle 1D bicouche sur un demi-espace, (b) après 300 réalisations (sans sélection) et (d) après sélection. 188

Figure 4. 28 :  $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$  pour la fonction EXPDEC de deux modèles 1D monocouche et bicouche sur un demi-espace pour le cas déterministe et probabiliste (a), (b) des profils non- sélectionnés et (c), (d) des profils sélectionnés 189



## LISTE DES TABLEAUX

### **Tableau du chapitre 1 :**

Tableau 1. 1: Succession stratigraphique du Liban (Dubertet, 1945; Hakim, 1985; Beydoun, 1988).....	20
Tableau 1. 2: Présentation des principales méthodes géophysiques, des données mesurées, des paramètres obtenus et des caractéristiques géotechniques contrôlant les paramètres géophysiques.....	28
Tableau 1. 3: Origine du bruit de fond en fonction de la fréquence d'après Bonnefoy-Claudet, 2004.....	38
Tableau 1. 4: Facteurs de correction selon la norme EN ISO 22476-3 .....	52
Tableau 1. 5: Synthèse des corrélations existantes entre $V_s$ et SPT- $N$ .....	54

### **Tableau du chapitre 3 :**

Tableau 3. 1 : Différents types de la fonction d'autocorrélation unidimensionnelle. ....	119
Tableau 3. 2: Fonction et échelle de fluctuation de certaines propriétés du sol obtenues à partir des différents essais. ....	125
Tableau 3. 3 : Coefficient de variation de certaines propriétés du sol obtenues à partir des essais.....	129
Tableau 3. 4 : Résultats de la fonction d'autocorrélation ajustée pour les données de $N_{60}$ dans l'argile des forages du site $Si3$ avec quatre lois théoriques. L'espacement d'échantillonnage est de 1,5 m. $\theta_v$ et $R^2$ sont respectivement l'échelle de fluctuation du champ et le coefficient de détermination. ....	138
Tableau 3. 5 : Résultats de la fonction d'autocorrélation ajustée pour les données de $SPT$ dans l'argile et le sable des forages de $Si1$ et $Si2$ de la coupe Nord-Sud. L'espacement d'échantillonnage est de 1,5 m. $\theta_v$ et $R^2$ sont respectivement l'échelle de fluctuation du champ et le coefficient de détermination.....	139
Tableau 3. 6: Résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation ajustée pour les données de $V_s$ dans les forages de la coupe Nord-Sud en considérant le sol comme homogène.....	143
Tableau 3. 7 : Résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation ajustée pour les données de $V_s$ dans les forages de la coupe Nord-Sud en considérant le sol stratifié. ....	148

Tableau 3. 8 : Résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation horizontale ajustée pour les données de la résistivité électrique pour différents profondeurs du profil E1.....	151
Tableau 3. 9 : Paramètres statistique obtenues pour $N60$ et $V_s$ avec que les valeurs entre parenthèses correspond à la distance d'autocorrélation obtenue d'après les données moyennées de $N60$ et $V_s$ à chaque profondeur des différents forages. ....	152
Tableau 3. 10 : Résumé de la gamme de l'échelle de fluctuation verticale et horizontale de certaines propriétés du sol publiées dans la littérature.....	152
Tableau 3. 11 : Résumé de la gamme du coefficient de variation ( $COV$ ) de certaines propriétés du sol publiées dans la littérature.....	153
 <b><u>Tableau du chapitre 4 :</u></b>	
Tableau 4. 1 : Principales études sur l'effet de la variabilité des propriétés mécaniques sur la variabilité du mouvement sismique en surface.....	157
Tableau 4. 2 : Principales études sur la modélisation par champs aléatoires de l'effet de la variabilité spatiale 1D ou 2D des propriétés mécaniques sur la variabilité du mouvement sismique. ....	158
Tableau 4. 3 : Nombre de profils $V_s$ sélectionnés pour différentes valeurs de distance d'autocorrélation $\theta$ et de fonction d'autocorrélation. ....	179
Tableau 4. 4 : $V_s$ moyenne Lognormale pour différents $COV_{V_s}$ .....	183
Tableau 4. 5 : $V_s$ moyen et coefficient de variation associé pour les différentes couches de sol dans la vallée de Nahr-Beyrouth.....	187

## NOTATION

Dans cette thèse, les termes et abréviations se rapportent aux propriétés présentées ci-dessous.

CIUC	Essai de compression triaxial consolidé non drainé
CPT	Essai de pénétration statique (cone penetration test)
DMT	Dilatомètre test
$f_s$	Frottement sur manchon; mesurée par l'essai de pénétration au cône
I	Courant électrique continu
L	Longueur du profil
$q_t$	Résistance à la pointe du CPT corrigé
SASW	Analyse spectrale des ondes de surface
SPT	Essai de pénétration dynamique (standard penetration test)
$S_u$	Résistance au cisaillement non drainée
UC	Essai de compression simple
UCS	Résistance en compression simple (unconfined compression strength)
$\sigma_0$	Conductivité apparente d'un matériau argileux
$\sigma_w$	Conductivité électrique de l'eau interstitielle
N60	Nombre de coups du SPT
(N1)60	Nombre de coups du SPT, normalisé à une pression du terrain de recouvrement de 100 KPa, approximativement, et pour 60% d'énergie de tige.
ACF	Fonction d'autocorrélation
AF	Amplification (amplification factor)
c	Vitesse de phase
CB	Correction du diamètre du forage
Cc	Coefficient de courbure d'une courbe granulométrique
CE	Correction du taux d'énergie de la masse
CN	Correction de la contrainte de sols sus-jacents

COV	Coefficient de variation
CPT	Essai de pénétration statique (cone penetration test)
CR	Correction de la longueur du train de tiges
CS	Correction du carottier avec ou sans revêtement
Cu	Coefficient d'uniformité d'une courbe granulométrique
D10	Diamètre de grain pour lequel 10% de poids des particules dans l'échantillon sont fines
D50	Diamètre de grain pour lequel 50% de poids des particules dans l'échantillon sont fines
DST	Essai de cisaillement direct (direct shear test)
Dy	Dimension du tamis correspondant à y% de passants
E	Module d'Young
e	Indice des vides
Ed	Module du dilatomètre
f	Fréquence
$f_0$	Fréquence de résonance fondamentale
FK	Méthode fréquence - nombre d'ondes
h	Epaisseur des sédiments dans un site
HRFK	Méthode fréquence - nombre d'ondes à haute résolution
K	Coefficient de perméabilité
KD	Indice de contrainte horizontale
$k_{\max}$	Limite d'aliasing
$k_{\min}$	Limite de résolution
Lecture A	Cette lecture est enregistrée au décollement du centre de la membrane métallique. Elle indique que la pression d'azote compense la contrainte extérieure horizontale appliquée par le sol, après refoulement de part et d'autre au fonçage de la lame.
Lecture B	Cette lecture est enregistrée lorsque la pression d'azote provoque un déplacement du centre de la membrane de 1,1 mm. A ce moment, le contact électrique est rétabli par une butée. L'opérateur interrompt immédiatement la mise en pression au signal et purge le circuit d'azote

M	Magnitude du séisme.
MASW	(Multichannel Analysis of Surface Waves
Misfit	Ou RMS ‘‘Root Mean Square’’
n	Nombre de simulations
N	Nombre des coups non corrigés adoptés dans le SPT
$P_l$	Pression limite
PLT	Essais de charge sur plaque
PMT	Essai présiométrique
$q_c$	Résistance de pointe
$q_{net}$	Résistance nette
$q_t$	Résistance totale
RD	Densité relative
$R_f$	Coefficient de frottement
S	Lenteur (slowness) des ondes de cisaillement
SPAC	Technique d’auto-corrélation spatiale
SPT	Essai de pénétration dynamique (standard penetration test)
SW	Ondes de surfaces
$S_w$	Degré de saturation
TC	Essai de compression triaxial
TUC	Essai triaxial non confiné
u	Pression interstitielle
UU,TUU	Essai de compression triaxial non consolidé non drainé
V	Potentiel électrique
$V_p$	Vitesse des ondes de compression (m.s-1)
$V_s$	Vitesse des ondes de cisaillement (m.s-1)
VST	Essai scissométrique (vane shear test)
w	Teneur en eau

$w_0$	Pulsation
$w_l$	Limite de liquidité
$w_p$	Limite de plasticité
$w_s$	Limite de retrait
$x_l$	Distance entre source et premier récepteur
$z$	Profondeur
$\gamma$	Poids volumique
$\Delta V$	Différence de potentiel entre deux électrodes
$\theta_h$	Echelle de fluctuation horizontale
$\theta_v$	Echelle de fluctuation verticale
$\lambda$	Longueur d'onde
$\lambda_{\max}$	Longueur d'onde maximale
$\mu$	Moyenne
$\rho$	Masse volumique
$\rho$	Résistivité électrique (Ohm.m)
$\rho_a$	Résistivité apparente
$\sigma$	Conductivité électrique (S.m-1)
$\sigma_p$	Pression de préconsolidation
$\sigma_{Su}$	Conductivité électrique de surface
$\varphi$	Angle de frottement interne d'un matériau granulaire (°)
$\varphi'$	Angle de frottement interne effectif d'un matériau granulaire (°)

## RÉSUMÉ

La variabilité spatiale des formations géologiques rend difficile la détermination des paramètres géotechniques nécessaires pour l'évaluation des aléas naturels (sismiques et gravitaires). Les méthodes d'imagerie géophysique, non-destructives et rapides, sont de plus en plus utilisées pour la reconnaissance de telles structures hétérogènes. Une campagne d'essais géophysiques et géotechniques a été réalisée dans la plaine alluviale de Beyrouth (Liban), ville soumise à un fort risque sismique, en vue de caractériser la variabilité des couches alluviales. Les résultats combinés ont permis de caractériser la structure 3D du site et de détecter la présence d'une couche d'argile molle, peu profonde et d'épaisseur variable. Cette couche de faible compacité, qui a rendu complexe l'interprétation des courbes de dispersion des ondes de surface, a une influence importante sur la réponse sismique du site. Les incertitudes liées à la variabilité spatiale des propriétés géotechnique ( $N60$ ) et géophysiques ( $V_s$ ,  $\rho$ ) ont pu être quantifiées au sein des couches rencontrées et les fonctions de distribution de ces paramètres ont été déterminées dans chaque couche à partir de ces essais, à la fois verticalement et horizontalement. Les valeurs de distance d'autocorrélation verticale ( $V_s$ ,  $N60$ ) et horizontale ( $\rho$ ) obtenues ainsi que les valeurs de coefficient de variation se situent dans la gamme de valeurs trouvées dans la littérature. La réponse dynamique (amplification spectrale) de la plaine alluviale de Beyrouth a été simulée avec des modèles probabilistes unidimensionnels, et l'effet des trois paramètres statistiques (fonction d'autocorrélation, distance d'autocorrélation et coefficient de variation) décrivant les variabilités des propriétés élastiques du sol ( $V_s$ ) a été quantifié. Pour obtenir des réponses sismiques réalistes, un critère de sélection des profils  $V_s$  générés de façon probabiliste a été introduit afin de ne retenir que les profils compatibles (dans une gamme d'incertitude) avec la courbe de dispersion établie. Les modélisations probabilistes ont montré des différences significatives par rapport aux modélisations déterministes. Le principal paramètre probabiliste contrôlant l'amplification spectrale est le coefficient de variation, suivi de la distance d'autocorrélation, alors que le type de fonction a peu d'influence. Enfin, nous avons vu que l'activité humaine peut avoir une influence significative sur l'application des méthodes géophysiques en site urbain. La compréhension d'un milieu complexe dans ce contexte nécessite de combiner toutes les méthodes géotechniques et géophysiques d'investigation afin d'obtenir un modèle robuste 2D/3D de la structure du sol.

## ABSTRACT

The spatial variability of geological formations makes it difficult to determine the geotechnical parameters necessary for the evaluation of natural hazards (seismic and gravity). The geophysical imaging methods, non-destructive and fast, are now increasingly used for heterogeneous structures of sub-surface recognition. Geophysical and geotechnical tests were carried out in the alluvial plain of Beirut (Lebanon), city with high seismic risk, to characterize the variability in the alluvial layers. Analyses of these tests were used to characterize the 3D structure of the site and to detect the presence of a shallow soft clay layer of variable thickness. This layer of low compactness, which made the interpretation of dispersion curves of surface waves complex, could be of prime importance for seismic response of the site. Using all the collected data, the uncertainties related to the spatial variability of geotechnical ( $N60$ ) and geophysical ( $V_s$ ,  $\rho$ ) properties of soil were quantified in the layers encountered and the distribution functions of these parameters were determined in each layer, in both directions (vertical and horizontal). The autocorrelation distance in the vertical ( $V_s$ ,  $N60$ ) and horizontal ( $\rho$ ) directions and the coefficient of variation are within the range of values founded in the literature. The dynamic response (spectral amplification) of the alluvial plain of Beirut was modeled by one dimensional probabilistic model and we quantified the effect of the three statistical parameters (autocorrelation function, autocorrelation distance and coefficient of variation) describing the elastic variability properties of soil ( $V_s$ ). To obtain realistic seismic responses, we proposed a probabilistic ( $V_s$ ) profile selection criteria in order to retain only compatible profiles (in a range of uncertainty) with the obtained dispersion curve. Probabilistic modeling showed significant differences from the deterministic modeling. It appeared that the main factor controlling probabilistic spectral amplification is the coefficient of variation ( $COV_{V_s}$ ) followed by the autocorrelation distance, while the type of autocorrelation function has little influence. Finally, Human activity was also found to have a significant influence on the application of geophysical prospecting at this urban site. This case illustrates the need of combining investigation methods in order to understand the geophysical measurements in a complex medium and to reach a robust 2D/3D model.





## INTRODUCTION GENERALE

Dans les zones sismiquement actives, les tremblements de terre constituent un risque naturel majeur pour les zones urbanisées. De par leur soudaineté, ils sont susceptibles d'entraîner d'immenses pertes économiques associées à des milliers de morts. Chaque année, plus de cent cinquante séismes de magnitude supérieure ou égale à 6 se produisent à la surface du globe (Duval, 2007). Outre des effets directs (effondrement de constructions, destruction d'ouvrages d'art, incendies...) ces séismes génèrent des effets induits provenant des réactions du milieu sur son environnement, comme les glissements de terrain ou la liquéfaction des sols (Bourdeau, 2005). Depuis plusieurs dizaines d'années, de nombreuses études ont montré que les conditions géotechniques et topographiques locales d'un site peuvent considérablement modifier le mouvement sismique. Pour diminuer le risque sismique, il est impératif de bien caractériser les propriétés géométriques et mécaniques des sols et leurs variabilités afin de prédire correctement le mouvement sismique et les incertitudes associées pour dimensionner les structures suivant des règles parasismiques adéquates.

Les avancées récentes en simulation numérique permettent d'envisager des modélisations fiables de la propagation des ondes sismiques en milieu hétérogène et de la stabilité des talus.

Cependant, l'utilisation déterministe de valeurs moyennes de paramètres géotechniques dans la modélisation apparaît peu réaliste car elle ne tient pas compte des incertitudes liées à la variabilité naturelle spatiale des propriétés du sol. Par conséquent, une approche plus rationnelle basée sur des méthodes probabilistes est de plus en plus utilisée en géotechnique. Cette démarche est devenue possible grâce au développement de techniques statistiques permettant de quantifier les incertitudes des paramètres du sol liées à la variabilité spatiale afin de les modéliser à l'aide de champs aléatoires (Popescu, 1995). Ces champs aléatoires peuvent être discrétisés en un nombre fini de variables aléatoires (Sudret et Der Kiureghian, 2000). Jusqu'à présent, la plupart des études ont cependant considéré des modèles statistiques prédéfinis se basant sur un nombre réduit de données réelles et ont effectué des études paramétriques. Le défi actuel réside donc dans la construction de modèles géotechniques statistiques 2D/3D fiables, basés sur des essais réels in situ et prenant en compte la variabilité spatiale des propriétés du sol.

Les méthodes géophysiques sont actuellement de plus en plus utilisées pour l'imagerie du sous-sol, que ce soit pour les mouvements de terrain ou l'évaluation des effets de site, en raison de leur caractère non-destructif et de leur rapidité. Par contre, les paramètres géophysiques mesurés ne peuvent généralement pas être directement exploités par les géotechniciens pour réaliser les calculs de résistance ou de stabilité. Cette caractérisation mécanique des sols est généralement obtenue à partir d'essais géotechniques coûteux et destructeurs, limités à un faible volume investigué, que ce soit in situ (forages, essais de pénétration) ou en laboratoire. Aussi, ces essais ne permettent pas de bien identifier le degré de variabilité latérale du sous-sol.

Les deux familles de techniques sont donc très complémentaires et des relations empiriques entre paramètres géotechniques et géophysiques ont été proposées dans la littérature.

Le Liban est situé dans une région sismiquement active, qui a été le foyer de plusieurs séismes majeurs durant son histoire, en particulier en 551 (Darawcheh et al., 2000) et en 1202 (Guidoboni et al., 2004). De plus, la structure géologique du Liban et de Beyrouth est particulièrement complexe et hétérogène à différentes échelles (Dubertret, 1944; Abdallah, 2007). Cette variabilité spatiale des formations géologiques rend difficile la détermination des paramètres géotechniques nécessaires à l'évaluation des aléas sismiques et gravitaires.

Dans ce cadre, l'objectif de ce travail est d'exploiter les paramètres géophysiques (vitesse des ondes de cisaillement  $V_s$  et résistivité électrique  $\rho$ ) et géotechniques (valeur  $N$  du *Standard Penetration Test*) mesurés sur un site alluvionnaire de la ville de Beyrouth, et d'évaluer les capacités des méthodes d'imagerie géophysique pour contraindre la variabilité spatiale des caractéristiques géotechniques et déterminer les propriétés des champs aléatoires. Dans un second temps, la réponse dynamique de la structure de la plaine alluviale de Beyrouth est modélisée en comparant les approches déterministes aux probabilistes utilisant les champs aléatoires.

Cette thèse est organisée en quatre parties.

Le premier chapitre est consacré à l'état des connaissances sur lequel s'est appuyé ce travail. Après une synthèse sur l'hétérogénéité spatiale des formations géologiques et son effet sur l'aléa sismique, le contexte géologique du Liban et son cadre sismo-tectonique sont brièvement introduits, avec un rappel des séismes historiques les plus destructeurs. Dans une seconde partie sont exposées les méthodes de reconnaissance géophysiques et géotechniques utilisées dans cette thèse, ainsi que les relations qui existent dans la littérature entre les paramètres géophysiques et géotechniques.

Le chapitre 2 présente la localisation des sites étudiés et les caractéristiques d'acquisition des essais géophysiques et géotechniques puis les résultats obtenus. L'analyse et le traitement des différentes données conduit à une interprétation sous la forme de deux coupes géotechniques. A partir de celles-ci, on extrait un modèle 2D sismique caractéristique de la plaine alluviale de Beyrouth, qui sera utilisé pour la modélisation numérique.

Le chapitre 3 est divisé en deux parties. La première partie (Partie A) présente une synthèse des travaux antérieurs ayant étudié la variabilité spatiale des propriétés du sol et la quantification des incertitudes sur ces propriétés. Ils sont abordées la nature des incertitudes spatiales du sol, les lois de distributions adoptées ainsi que les valeurs des paramètres statistiques (moyenne, coefficient de variation, échelle de fluctuation et fonction d'autocorrélation) obtenues. La deuxième partie (Partie B) a pour objectif d'identifier et de quantifier la variabilité spatiale reliée aux paramètres statistiques pour les données géotechnique et géophysiques collectées dans la plaine alluviale de Nahr Beyrouth.

Le chapitre 4 présente une étude paramétrique probabiliste de la réponse dynamique d'un profil de sol unidimensionnel par des simulations numériques sous FLAC2D, en utilisant la méthode *EOLE* (*Expansion Optimal Linear Estimation*) de discrétisation de champ aléatoire. La méthode de Monte Carlo est appliquée pour générer plusieurs réalisations de champs afin de tester la sensibilité de la réponse sismique aux trois paramètres statistiques caractéristiques du sol : la fonction d'autocorrélation, la distance d'autocorrélation et le coefficient de variation. De plus, un critère de sélection des profils de sol basé sur la courbe de dispersion des profils de vitesse  $V_s$  est adopté pour obtenir des réponses sismiques réalistes. Enfin, un modèle type de sol (une ou deux couches sur un substratum) est choisi pour la plaine alluviale de Beyrouth, et les résultats des modélisations probabilistes (champ aléatoire dans chaque couche) sont comparés à ceux obtenus à partir de modèles déterministes.

A la fin de cette thèse, une conclusion générale résume les principaux résultats obtenus et propose des perspectives à ce travail.

*“Actuellement on ne peut pas prévoir le prochain séisme, mais plus on s'éloigne du précédent, plus on s'approche du suivant. Car, là où la Terre a tremblé, elle tremblera encore.”*

*Haroun Tazieff*

# CHAPITRE 1 : ETAT DE L'ART

## 1.1 Introduction

La situation du Liban dans une zone à risque sismique, ainsi que la complexité et l'hétérogénéité de sa géologie et topographie, rendent l'évaluation de l'effet de la variabilité du sol sur les réponses sismiques un domaine très important à explorer. Dans ce chapitre, l'état des connaissances sur lequel s'est appuyé ce travail est présenté. Il débute par une synthèse sur l'hétérogénéité spatiale des formations géologiques et son effet sur l'aléa sismique. Ensuite, le contexte géologique et sismo-tectonique sont brièvement introduits. Enfin, les méthodes de reconnaissance géophysiques et géotechniques utilisées dans cette thèse sont présentées en montrant les corrélations qui existent entre les paramètres issus de ces deux familles de méthodes.

## 1.2 Hétérogénéité spatiale et topographique du sol

### 1.2.1 Les structures géologiques

Les structures géologiques présentent fréquemment des hétérogénéités spatiales qui proviennent des processus d'érosion et de sédimentation (Einsele, 1991). Les hétérogénéités existent au moins à deux échelles : l'échelle microscopique et l'échelle macroscopique. A l'échelle microscopique, les sols sont multiphase, et comprennent des minéraux, de l'eau, du gaz et d'autres fluides non miscibles, des ions et des micro-organismes. A l'échelle macroscopique, l'hétérogénéité des sols et des roches reflète la variation spatiale des processus géologiques intervenant dans leur formation comme la sédimentation physique et chimique, la désagrégation biologique, la dessiccation, la consolidation, la diagenèse, la cimentation, le lessivage, les déformations tectoniques et l'érosion (Kim, 2005).

A titre d'exemple, la Figure 1.1 présente les principaux types de systèmes géologiques continentaux générés par les phénomènes d'érosion et de sédimentation, associés à des coupes illustrant les structures géologiques résultantes. Le trait frappant est que ces structures présentent systématiquement des variations latérales et verticales de faciès, que ce soit au niveau des cônes de déjection ou de deltas issus de l'érosion des versants, ou des dépôts alluvionnaires à faible ou forte énergie.

Dans la littérature en géotechnique, de nombreux chercheurs se sont intéressés à la variation spatiale des propriétés du sous-sol et distinguent généralement les variations systématiques et Les variations aléatoires (Jenny, 1941 ; Burrough, 1993). La variation systématique est une variation progressive des propriétés du sol résultant des changements de topographie, des processus géomorphologiques et des processus de formation des sols, tandis que les variations aléatoires englobent la variabilité naturelle d'une propriété (variabilité spatiale et temporelle) et les erreurs liées aux essais. Pour ces variations aléatoires, aucune information supplémentaire ne peut les réduire mais l'accumulation des données peut permettre une meilleure quantification de ces incertitudes.

A ces variations systématiques naturelles peut se superposer l'effet des activités humaines (construction, exploitation de matériaux, remblais, pompages...) qui contribuent également à modifier la topographie et la nature du sous-sol.

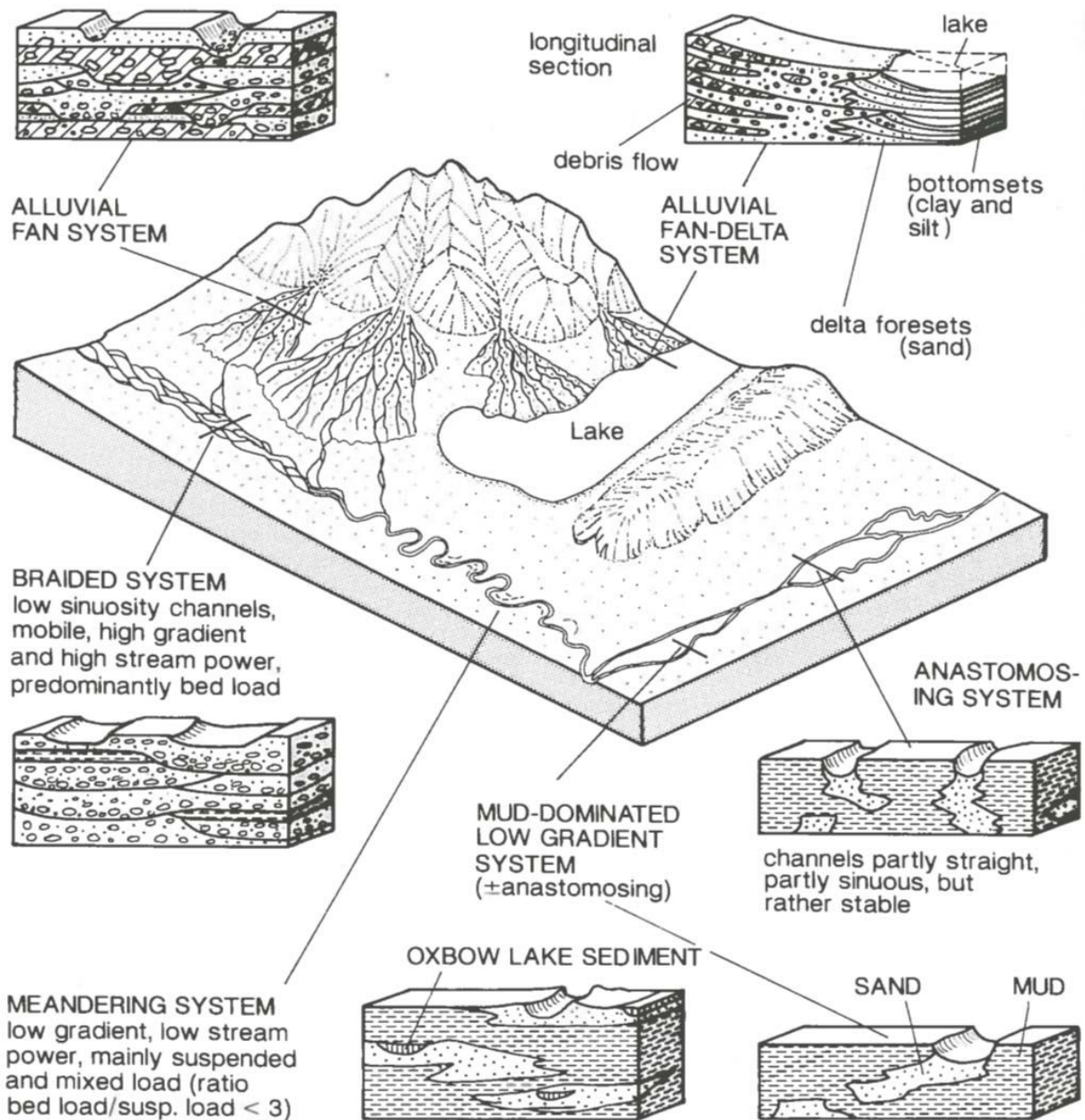


Figure 1.1: Principaux types de systèmes fluviaux avec les coupes types caractéristiques (échelle verticale exagérée) (Einsle, 1991).

### 1.2.2 Importance des terrains de couverture dans l'estimation de l'aléa et du risque sismique

Le **risque sismique** résulte de la combinaison de l'**aléa sismique** en un endroit donné, des enjeux (éléments exposés) et de leur **vulnérabilité** (<http://www.planseisme.fr/Evaluation-du-risque-sismique,320.html>).



L'aléa sismique se définit comme le niveau d'agression sismique susceptible d'être atteint en un site donné. L'aléa sismique dépend des caractéristiques (magnitude, profondeur focale, type de rupture) des séismes susceptibles de se produire. A l'échelle locale, l'estimation de l'aléa sismique dépend aussi des modifications du mouvement sismique produites par les structures géologiques locales (vallée sédimentaire, topographie). C'est ce qu'on appelle les « effets de site » qui conduisent à une modification de l'amplitude (atténuation ou amplification), du contenu fréquentiel et de la durée du mouvement du sol. En général, on distingue les effets liés à la nature des sols (effet lithologique) de ceux liés à la topographie (effet topographique). A ces effets peuvent se rajouter des effets induits : mouvements de terrain (glissements, chutes de blocs, embâcles), la liquéfaction des sols. L'ensemble de ces phénomènes est schématisé sur la Figure 1.2

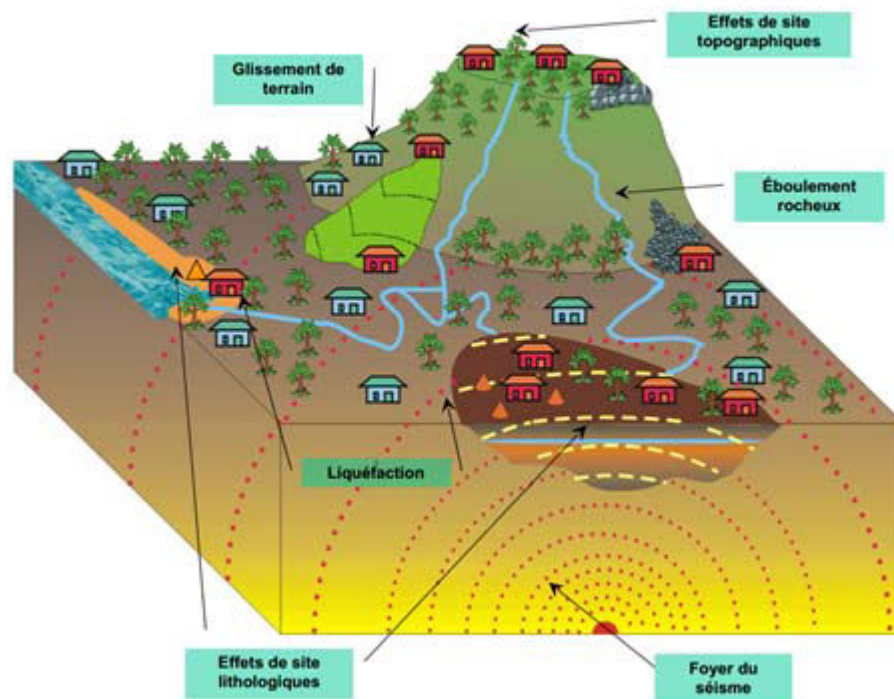


Figure 1.2: Effets directs et induits d'un séisme (source ; BRGM)

#### 1.2.2.1 Les effets de site lithologiques

La Figure 1.3 présente trois configurations-types responsables d'amplifications locales qui sont liées à des contrastes de rigidité des terrains : une géométrie horizontale stratifiée 1D avec une couche meuble surmontant un substratum plus compétant, une géométrie complexe 2D ou 3D fermée comme un bassin sédimentaire surmontant un substratum rigide et un contraste latéral entre formations de rigidités différentes. A cause de ces contrastes de rigidité, les ondes sismiques sont piégées dans les matériaux meubles. Ce piégeage est à l'origine d'amplification des vibrations sismique particulièrement aux fréquences de résonance du site qui dépendent de la vitesse des ondes de cisaillement, de l'épaisseur des matériaux meubles et de leur géométrie. Dans le cas de géométries 2D ou 3D, cette amplification est accompagnée



d'un allongement significatif de la durée des vibrations sismiques causée par la diffraction d'ondes de surface sur les bords de la structure qui se trouvent elles-mêmes piégées.

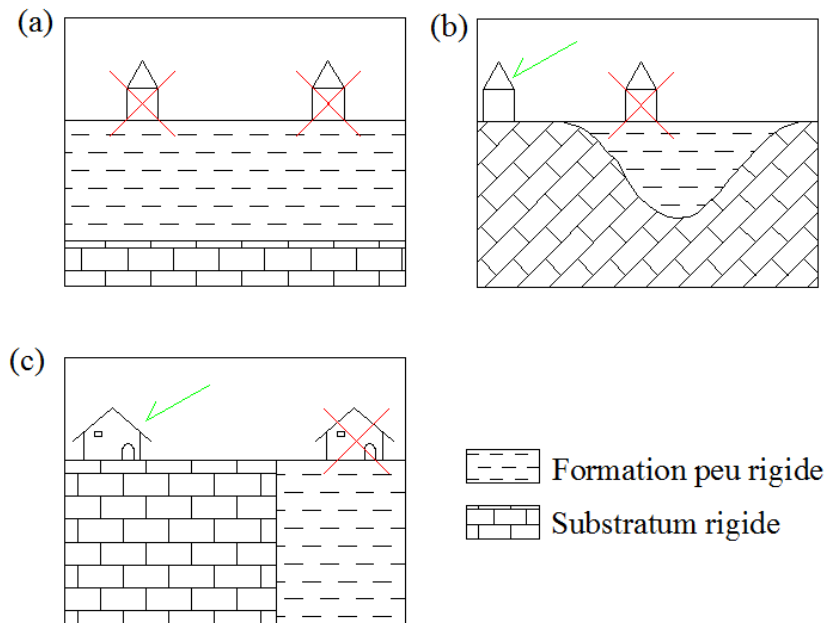


Figure 1.3: Trois configurations-types responsables d'amplification locale : (a) Formation peu rigide surmontant un substratum rigide, géométrie horizontale. (b) Formations peu rigides surmontant un substratum rigide, géométrie 2D conduisant à la diffraction d'ondes de surface aux bords de vallée. (c) Discontinuité latérale entre formations de rigidité différente (BRGM modifié). Les flèches vertes indiquent les lieux qui ne subiront pas d'effets de site tandis que les croix rouges indiquent les lieux sujets à effets de site et pour lesquels un dimensionnement des structures non adapté peut causer des dommages significatifs.

Durant ces 30 dernières années, de nombreuses études réalisées après de gros tremblements de terre ont mis en évidence l'importance de ces effets de site lithologiques sur la distribution des dégâts : parmi d'autres, les séismes de Michoacan en 1985 (Chavez-Garcia et Bard, 1994), de Leninakan en 1988 (Field et al., 1995), de Loma Prieta en 1989 (Chin et Aki, 1991) et de Kobe en 1995 (Fukushima et al., 2000).

Un des plus beaux « cas d'école » reste le séisme de Michoacan en 1985 qui, bien que localisé à 350 km de la ville de Mexico, a causé de très nombreux dommages dans la ville de Mexico notamment pour les bâtiments de 10 à 30 étages. Une des premières causes de ces destructions est la coïncidence des fréquences de résonance entre le sol et les bâtiments de 10 à 30 étages. En effet, l'étude de Chavez-Garcia et Bard, 1994 dans la vallée de Mexico a montré que les effets d'amplification linéaire pouvaient résulter de la variabilité des structures géologiques à grande échelle et à petite échelle. A grande échelle, ils ont remarqué que la vallée de Mexico repose sur des sédiments lacustres (argiles) très mous (vitesse d'ondes  $S$  de l'ordre de 80 m/s) de 40 m d'épaisseur environ surmontant des dépôts volcano-sédimentaires pouvant atteindre 500 m d'épaisseur et le substratum basaltique (Figure 1. 4 (a)). Cette couche d'argile contrôle la fréquence de résonance du sol observée à Mexico. A petite échelle, ils ont également remarqué la présence d'une couche de remblai superficielle d'épaisseur très variable (Figure 1. 4 (b)) et montré que cette structure en sandwich irrégulière, avec la couche d'argile molle comprise entre deux formations plus rigides (remblai en haut et substratum en

bas), a été susceptible de contribuer à l'augmentation de la durée du mouvement du sol et une variabilité du mouvement sismique à la surface, associée à de probables effets destructifs.

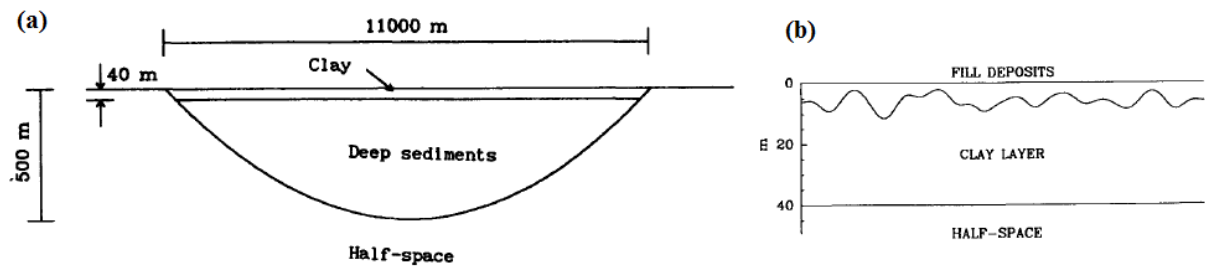


Figure 1. 4: Ville de Mexico : (a) Modèle à l'échelle du bassin. (b) présence en surface d'une couche de remblai de quelques mètres d'épaisseur variable. Modifié de [Chavez-garcia et Bard, 1994](#).

### 1.2.2.2 Les effets de site topographiques

La topographie du site peut contribuer à focaliser ou dé focaliser les ondes incidentes et générer une variabilité spatiale du mouvement sismique ([CME, 2009](#)) (Figure 1. 5). Les géométries plutôt convexes, les sommets des buttes, les crêtes allongées, les rebords de plateaux et de falaises ont tendance à amplifier ([Bard, 1983, 1985 ; Maufroy et al., 2014](#)) les mouvements sismiques notamment sur les composantes horizontales, de manière plus importante au sommet du relief qu'à son pied.

Parmi les exemples les plus illustrés, on peut citer le séisme du 11 juin 1909 qui s'est produit dans le sud-est de la France, une partie de village de Rognes située sur une colline ayant subi d'importants dégâts et destructions (Figure 1. 6 (a)).

Plus récemment, le violent séisme de Bam (2003) (Figure 1. 6 (b)) a complètement détruit la citadelle historique localisée sur un éperon rocheux vraisemblablement à cause des ondes amplifiées par la topographie ([Delphine, 2007](#)).

A l'heure actuelle, les effets topographiques restent mal compris et sont pris en compte de façon forfaitaire dans la réglementation parasismique. Il existe de nombreuses modélisations numériques mais peu sont complètement validées par des observations (par exemple, [Martin et Kobayashi, 2010](#)).

Une comparaison entre les résultats expérimentaux et théoriques de l'effet de la topographie sur le mouvement sismique effectué ([Geli et al., 1988](#)) montre en effet un bon accord qualitatif entre observations et modèles (amplification au sommet, fréquences des amplifications), mais un désaccord quantitatif sur les valeurs d'amplification. Les simulations numériques sous-estiment généralement les amplifications observées, ainsi que l'ont également mis en évidence d'autres études ([Bard, 1995 ; Paolucci et al., 1999 ; Gaffet et al., 2000](#)). Les raisons évoquées pour expliquer ce désaccord sont l'effet additionnel d'une structure lithologique hétérogène ([Paolucci et al., 1999](#)), des topographies voisines ([Griffiths et Bollinger, 1979](#)) ou du caractère 3D d'un relief ([Graizer, 2009](#)). En conclusion, l'évaluation des effets de site topographique nécessite de bien prendre en compte les contributions

combinées de la topographie et de la lithologie en 3D, par une investigation géologique et géophysique détaillée (Graizer, 2009).

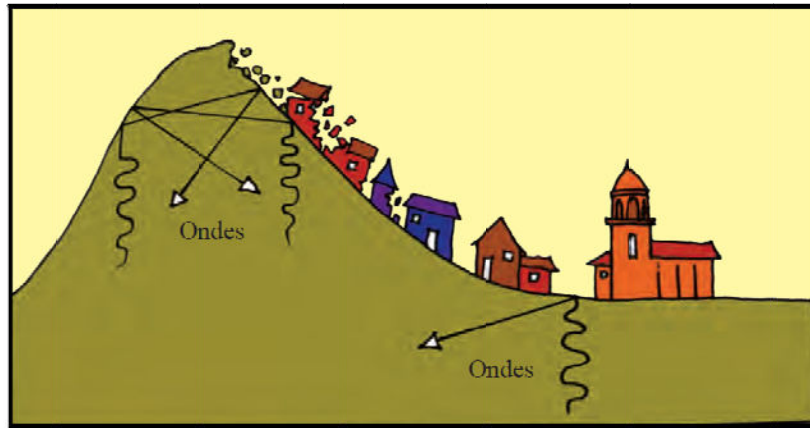


Figure 1. 5: Dé focalisation des ondes au niveau des géométries concaves (pied de versant) (CME, 2009).

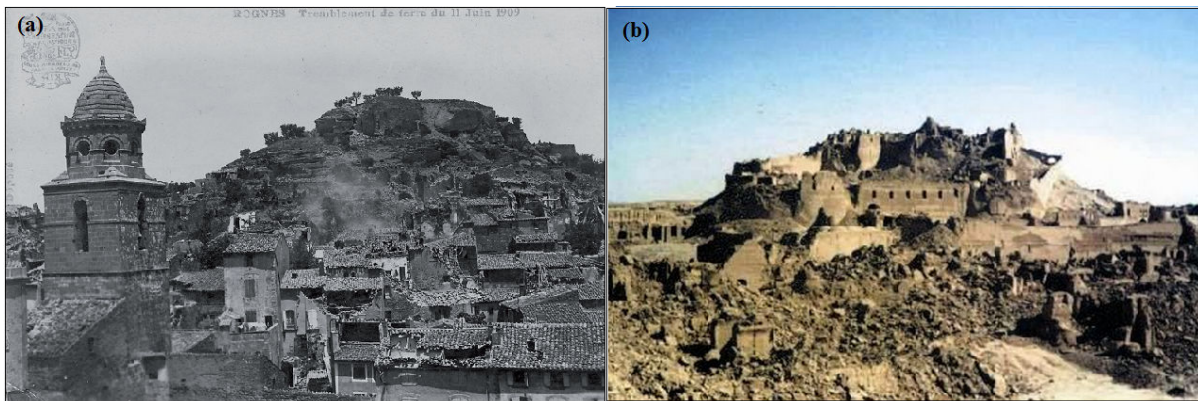


Figure 1. 6: (a) Vue sur Rognes après le séisme provençal de 1909 (Collection R Parraud). (b) La citadelle de Bam après le tremblement de terre de 2003 (Pourmazaheri, janvier 2010).

### 1.2.2.3 Combinaison des effets de site lithologique et topographique

A ces variations systématiques naturelles de la géométrie et nature du sous-sol, peut se superposer l'effet des activités humaines (construction, exploitation de matériaux, remblais, pompages...). Les dépôts anthropogéniques atteignent couramment 20 m d'épaisseur dans des villes historiques comme Rome (Pagliaroli et al., 2014) ou des villes touchées par l'activité minière comme Liège (Jongmans et Campillo, 1990). La Figure 1. 7 (a) montre une coupe géologique à travers la colline du Palatin à Rome. Au-dessus d'une couche de base d'argile surconsolidée (en jaune sur la figure), le sous-sol est constitué d'une alternance de couches de sable, de limon et d'argile de 30 m d'épaisseur environ, montrant de fortes variations latérales de faciès. Sur pratiquement l'ensemble de la zone, ces formations naturelles sont recouvertes par des remblais de 0 à 20 m d'épaisseur. Une campagne de prospection géophysique a montré que la vitesse des ondes S varie de 185 m/s dans les remblais superficiels jusqu'à 650 m/s dans les argiles surconsolidées (Pagliaroli et al., 2014).

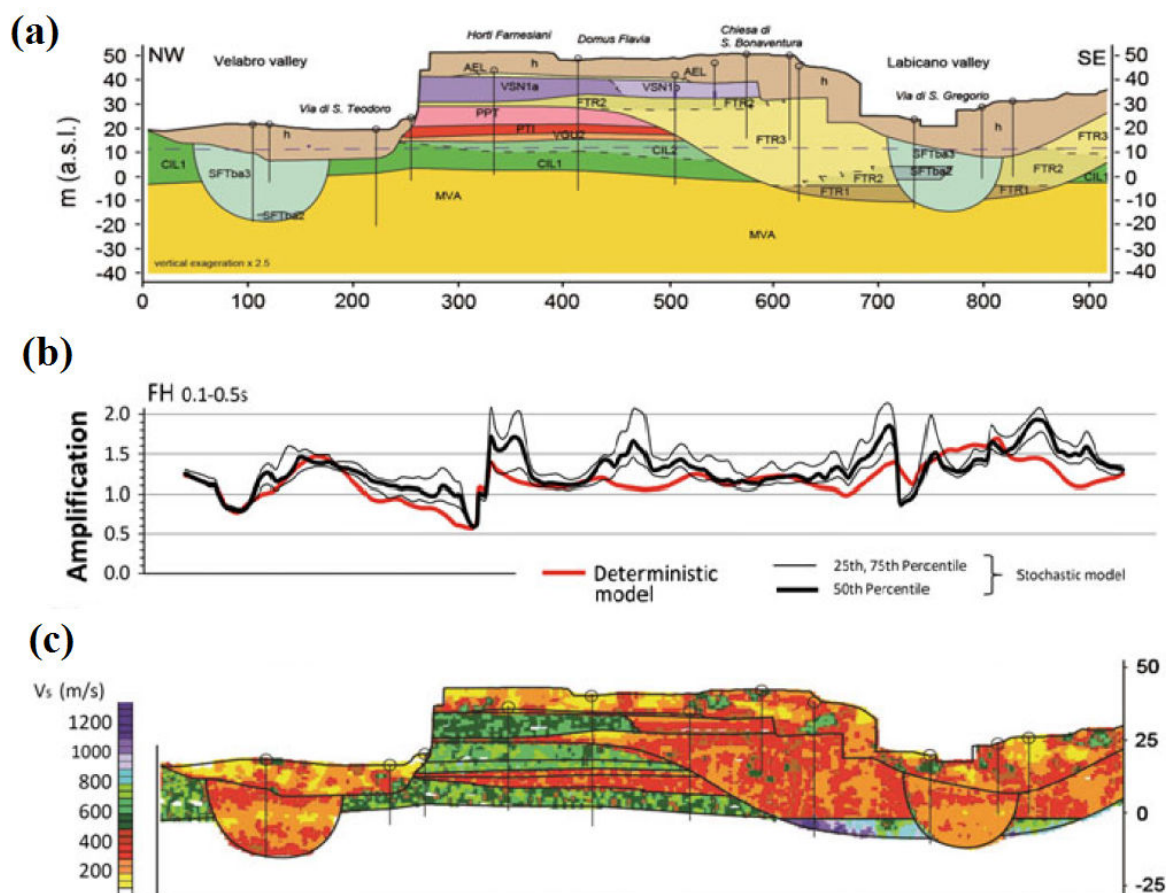


Figure 1. 7: (a) Coupe géologique à travers la colline du Palatin (Rome). Au dessus d'une couche de base d'argile surconsolidée (en jaune sur la figure), le sous sol est constitué d'une alternance de couches de sable, de limon et d'argile de 30 m d'épaisseur environ et montrant de fortes variations latérales de faciès. Sur pratiquement l'ensemble de la zone, ces formations naturelles sont recouvertes par des remblais de 0 à 20 m d'épaisseur. (b) Prédiction de l'amplification sismique (Intensité de Housner) le long de la coupe géologique : en rouge, pour la modélisation déterministe et, en noir, pour la modélisation probabiliste. (c) Exemple d'une réalisation de la variabilité spatiale des propriétés élastiques considérée dans chacune des unités géologiques (Pagliaroli et al., 2014).

Cette hétérogénéité des couches de sol, associée à des contrastes importants de  $V_s$  traduisant des variations de compacité, contribue sans doute à générer un effet de site important, associé à une variabilité du mouvement du sol lors de séismes. Pagliaroli et al., 2014 ont réalisé une étude de sensibilité pour étudier les effets des incertitudes de paramètres d'entrée et l'hétérogénéité du sol sur le mouvement sismique. En particulier, ils ont étudié l'impact de la variation spatiale de  $V_s$ . La Figure 1. 7 (c) présente la distribution pour une simulation de la variabilité spatiale de  $V_s$ . On note des amplifications marquées à l'aplomb des variations latérales de structures importantes. Par ailleurs, l'introduction dans chaque couche géologique d'une variabilité spatiale sur  $V_s$  conduit à une variabilité spatiale plus importante de l'amplification en surface.

Cet exemple illustre l'influence de la forte hétérogénéité des structures géologiques anthropiques de proche surface sur l'amplification du mouvement sismique et par suite sur la mise en place du microzonage sismique.



### 1.2.3 Les effets induits

#### 1.2.3.1 Liquéfaction

Le phénomène de liquéfaction sous sollicitation sismique affecte certains sols (sables, limons, vases), peu compacts et saturés, caractérisés par une granulométrie particulière (taille des particules comprise entre 0,05 et 1,5 mm) (BRGM: [Le risque sismique](#)).

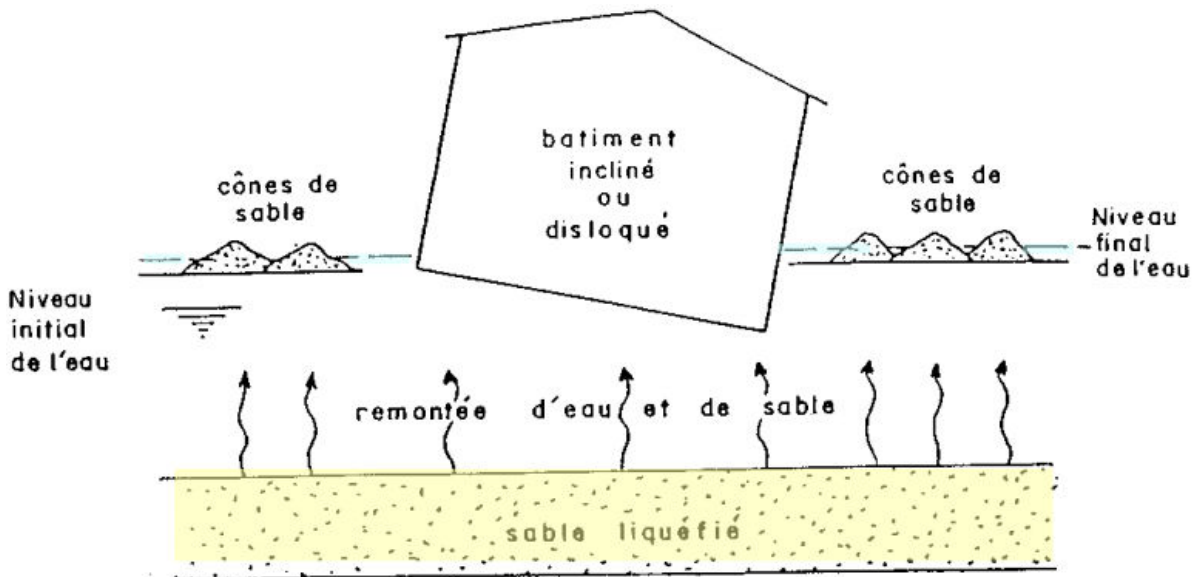


Figure 1. 8: Illustration du phénomène de liquéfaction avec effet sur un bâtiment ([http://www.nord-pas-de-calais.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/pdominique\\_partie3.pdf](http://www.nord-pas-de-calais.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/pdominique_partie3.pdf))

La liquéfaction sous sollicitation sismique a lieu lorsque des dépôts de sols perdent leur résistance suite à une augmentation de la pression interstitielle et se comportent comme un fluide. Ce phénomène s'accompagne de la remontée éventuelle de fluide et de sols liquéfiés en surface (Figure 1. 8), rendant instables les constructions reposant sur ces formations (Kramer, 1996).

Il a été observé à de nombreuses reprises lors des séismes de San Fernando (1971) en Californie, de Haicheng (1975) en Chine, de Niigata (1964) et Kobe (1995) au Japon et d'Adapazari (1999) en Turquie.

Le cas le plus spectaculaire de liquéfaction est sans doute le séisme de Niigata (16 Juin 1964) qui a infligé des dommages importants à la ville de Niigata, sur la côte ouest du Japon. L'épicentre était situé à environ 10 km au nord de la ville et la magnitude était de 7,3 sur l'échelle de Richter. La ville touchée, située dans la plaine alluviale du fleuve Shinano, est bâtie sur environ 30 m de dépôts de sables lâches avec une nappe phréatique peu profonde (Jefferies et Been, 2006). De nombreux phénomènes de liquéfaction sont apparus à la surface, causant des ruptures de fondation, l'effondrement d'ouvrages de retenue et l'épandage latéral de sable liquéfié, avec des dégâts importants observés dans plusieurs structures tels que les ponts, les bâtiments, les réseaux enterrés... Un cas très spectaculaire de liquéfaction est la déformation ayant affecté le complexe de bâtiments de Kawagi chi-Cho fondés sur ces sables

(Figure 1. 9). Lorsque la liquéfaction s'est produite, la résistance du sol sous fondations a chuté et est devenue inférieure à la contrainte de cisaillement imposée par le poids des bâtiments, engendrant de très grandes déformations (Khaled, 2012) des sols de fondations et une inclinaison variable des bâtiments pouvant atteindre 80 degrés (Figure 1. 9). Les bâtiments se sont inclinés du côté des réservoirs d'eau placés sur les toits (Ishihara et Koga, 1981). Cette différence de la réponse dynamique de ces bâtiments, relativement semblables, s'explique sans doute par la grande variabilité spatiale du sous-sol.



Figure 1. 9: Les ruptures par perte de capacité portante des fondations du complexe de bâtiments de Kawagichi-Cho, après le séisme de Niigata en Japon, 1964 (Copy right Pearson education, 2011).

#### 1.2.3.2 Mouvement de terrain induits

Les mouvements de terrain induits par les séismes sont de même nature que ceux observés hors sollicitation sismique affectant une masse de sols ou de roches, et déclenchés pendant ou peu après un séisme.

La Figure 1. 10 montre la localisation de mouvements de terrain induits depuis 1900 (Keefer, 1984a ; Rodriguez et al., 1999). Un des plus dramatiques est sans doute le glissement de Las Colinas (Figure 1. 11) déclenché lors du séisme du Salvador de magnitude de 7,6 en 2001 qui a coûté la vie à plus de 500 personnes.

La synthèse des travaux réalisés sur le glissement de Las Colinas (Konagai et al., 2002 ; Bourdeau, 2005) a montré qu'il pouvait être divisé en trois zones (Figure 1. 12) : la zone de départ (1) de 20 à 30 m d'épaisseur, une zone de propagation de pente forte (2) et une zone de glissement sur pente douce (3).

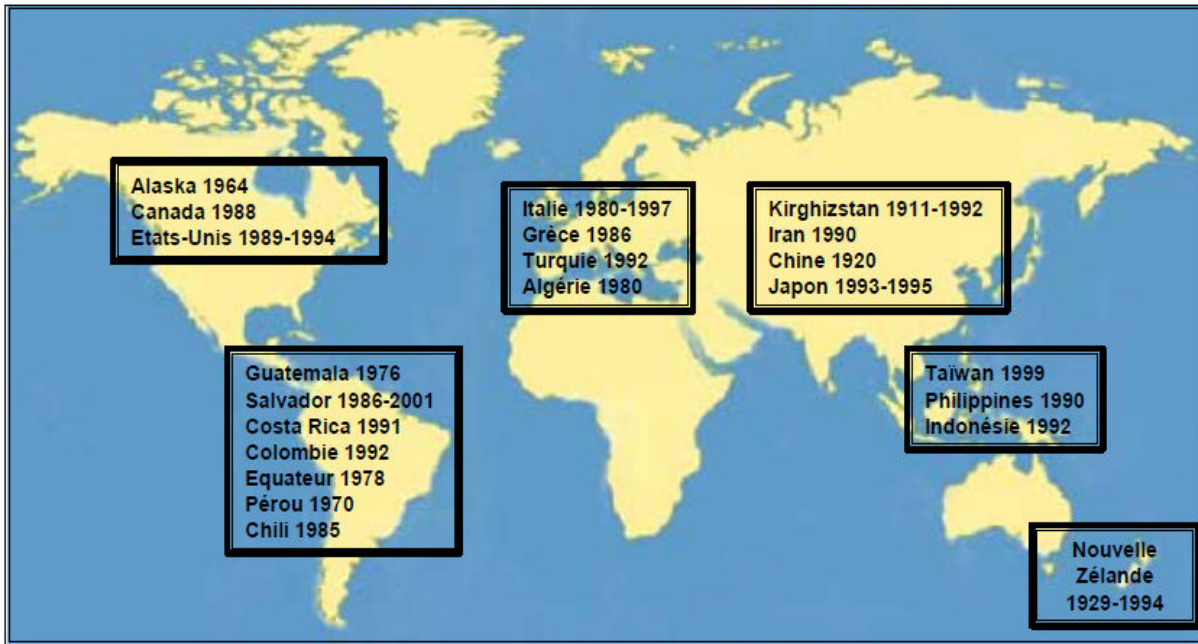


Figure 1. 10: Exemples de mouvements de terrain induits par les séismes depuis 1900 (Keefer 1984a ; Rodriguez et al., 1999).

Le comportement très particulier de la masse instable lors de l'événement de Las Colinas est probablement lié (Bourdeau, 2005):

- à la violence des vibrations sismiques à proximité du site du glissement ;
- au pendage des couches géologiques conforme à la pente ;
- au comportement dynamique très particulier de la Tierra Blanca qui est susceptible de subir une forte diminution de sa résistance au cisaillement sous l'effet de sollicitations dynamiques et aussi est susceptible d'amplifier les mouvements sismiques.

La répartition spatiale des dégâts est très inégale, les zones rurales ayant été beaucoup plus touchées que la plupart des villes comme San Salvador. Une exception concerne cependant les villes et les villages situés le long de crêtes ou de pentes, qui ont été le siège de dommages importants.

En conclusion, la variabilité spatiale des conditions géotechniques et topographiques locales d'un site peuvent considérablement modifier le mouvement de sous-sol. Cette modification correspond souvent à une amplification importante ou de-amplification variable spatialement à une prolongation notable de la durée du séisme. Cela signifie que les effets de site sont souvent défavorables et peuvent accroître considérablement l'impact d'un séisme (Nguyen et al., 2005).



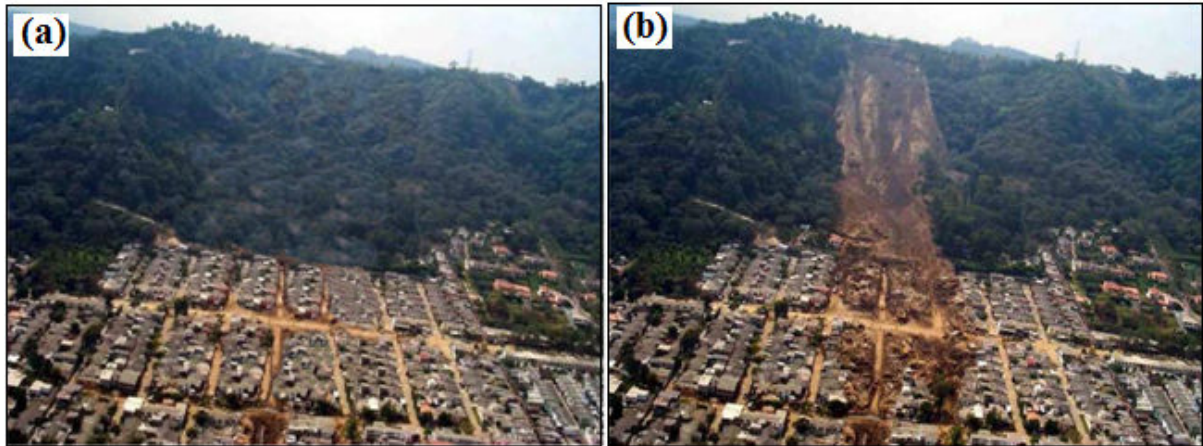


Figure 1. 11: La colline de Las Colinas (USGS), (a) avant le glissement, (b) après le glissement.

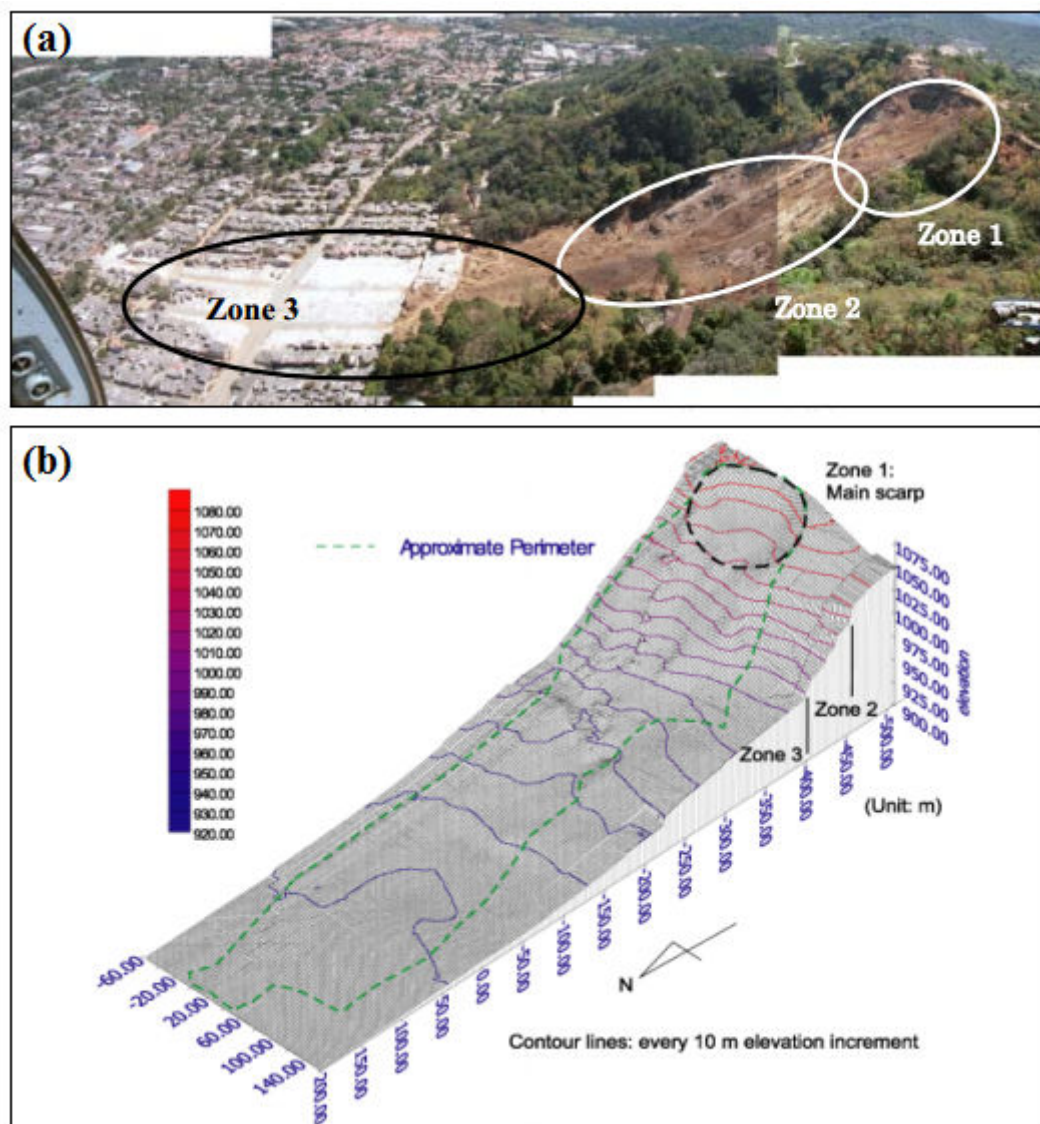


Figure 1. 12: (a) Vue aérienne de l'éboulement Las Colinas. (b) Profil topographique 3D (Surfer) du glissement de Las Colinas. Les pointillés délimitent l'escarpement principal et la zone de dépôt. (Konagai et al., 2002).



## 1.3 Contextes géologique et géotechnique du site de la plaine alluviale de Beyrouth

### 1.3.1 Le Liban

Le Liban, s'étend sur environ 200 km du nord au sud et sur 50 km de l'ouest à l'est. Malgré sa taille modeste (10 452 km<sup>2</sup>), il comporte des zones géographiques extrêmement diverses avec de l'Ouest à l'Est : (a) une étroite plaine côtière, (b) une première chaîne de montagnes (le Mont Liban), (c) la plaine de la Bekaa parcourue par la faille du levant et (d) la chaîne de l'Anti-Liban.

#### 1.3.1.1 Géologie du Liban

La séquence de la stratigraphie du Liban est connue à partir des travaux cartographiques de Dubertret (1940, 1949 c & e, 1950 a, b, c, d, 1951 a & c, 1952, 1953, 1955 b, 1960 a à c, 1961, 1963, 1966, 1975) sur l'ensemble du territoire. L'âge des formations rocheuses s'étend du Jurassique moyen au Quaternaire (Figure 1. 13).

En se basant sur ces travaux et ceux plus récents d'autres auteurs (El-Qareh, 1967 ; Ghattas, 1975 ; Tuglaman, 1975 ; Beydoun, 1972, 1977, 1988 ; Hakim, 1985 ; Walley, 1998 et Abdallah, 2007), on peut distinguer les formations géologiques suivantes (Figure 1. 13 et Tableau 1. 1) :

#### ❖ Mésozoïque

##### ➤ Jurassique

Les roches les plus anciennes observées au Liban sont d'âge Jurassique inférieur. Des dolomies et calcaires gris, jurassiques, épais de 1500-1600 m, constituent les noyaux du Liban et de l'Anti-Liban (Dubertret, 1955). Les roches jurassiques représentent environ 13% des affleurements au Liban et la plupart sont du Jurassique inférieur et supérieur (Figure 1. 13).

**Le Jurassique inférieur (J2-3):** épais et formé de dolomite fracturé et de calcaire rigide affleurant dans le sud-est du pays sur une petite surface du mont Hermon.

**Le Jurassique supérieur (J4-7):** massif, épais, très fissuré, formé de calcaire et calcaire dolomitique, incluant de fréquents horizons de rognons de silex. On le trouve dans le nord (le Metn et Kesrouan) du Mont-Liban, dans le Chouf et Jebel Baroukd du Mont-Liban et (c) au centre et au sud de l'Anti-Liban.

Certains niveaux **basaltiques (bj)** apparaissent dans la chaîne du Mont-Liban

##### ➤ Crétacé

Le Crétacé du Liban et de l'Anti-Liban débute par du grès quartzique rouge ou jaune, violacé, blanc, non fossilifère, qui se rattache aux *grès de Nubie*; sa base est nettement discernable. Il se compose de 3 groupes de couches, successivement gréseuses et argilo-

gréseuses, puis calcaires et marno-calcaires, puis marno-crayeuses, ce qui a conduit à le diviser en Crétacé inférieur, moyen et supérieur. Sa limite supérieure est souvent invisible sur le terrain. Les roches du Crétacé couvrent 55% (5709 km<sup>2</sup>) de la surface du pays (Tableau 1. 1).

### ***Crétacé inférieur***

Le Crétacé inférieur, très fossilifère est formé de :

- 1- *Néocomien-Barrémien (c1)* : grès de base quartzique qui se présente comme une roche-tendre, grise ou ocre, à peine cimentée par un peu de limonite. Sur les affleurements restés longtemps exposés à l'air, elle est plus compacte, rouge, violacée, parfois concrétionnée. La porosité des grès est réduite en raison de la présence des couches d'argile imperméable.
- 2- *Aptien (c2)* : on distingue les étages de l'Aptien inférieur (c2a) et supérieur (c2b). Le premier correspond à un calcaire clastique modérément épais et inter-stratifié avec des calcaires marneux et sableux. Le niveau supérieur constitue la muraille de Blanche formée de bancs épais de calcaire et calcaire dolomitique partiellement karstifiés.
- 3- *Albien (c3)* : il est constitué de grès à oolites ferrugineux ou parfois du basalte dans le N du Liban, couronnent l'Aptien. Ils sont surmontés d'alternances de bancs calcaires et de marne verte, très fossilifères, de faciès plus profond. Elles sont les mieux développées en montagne, dans la zone du col de Beïdar (route Beyrouth-Damas) et de là vers le S, jusqu'à Jezzine.

### ***Crétacé supérieur***

- 1- *Cénomaniens (c4)*: il est constitué par des alternances de bandes marno-calcaires et de bancs calcaires finement lités. Des lits ou rognons de silex, des géodes quartziques sont associés au marno-calcaire. C'est la formation dominante au Liban (4191 km<sup>2</sup>, soit 40%)
- 2- *Turonien (c5)*: des alternances de marno-calcaire et de fins bancs calcaires passent, presque sans contraste lithologique, parfois sans aucun contraste, à des marno-calcaires et calcaires à faune turonienne. Il est distribué le long de la plaine côtière, dans les zones élevées du Mont-Liban et dans la vallée de la Bekaa.
- 3- *Sénonien (c6)*: il est constitué de marnes et de calcaires marneux sans macro fossiles, passant de façon progressive à des marnes crayeuses éocènes.

### **❖ Cénozoïque**

Le Cénozoïque (les 60 dernières millions d'années) a vu un énorme changement dans la région à partir du moment du milieu d'Eocène, lorsque la région était recouverte par les mers

peu profondes, où les carbonates ont été déposés. Il est formé du Paléogène, Néogène et Quaternaire.

➤ **Paléogène :**

Principalement constitué de calcaire karstifié à silex du Lutétien (e) et d'épaisseur moyenne, il affleure dans le haut plateau de l'Anti-Liban entre Saïda et Sour, à Jabal Aamel et dans la Bekaa occidentale.

➤ **Néogène :**

Il est composé du Miocène qui affleure principalement le long de la côte près de Tripoli et dans la vallée de la Bekaa.

- 1- **Miocène** : il comporte le Burdigalien (m2) formé de calcaire marneux et de marnes limoneuses, et du Vindobonien (NCG) constitué d'épais dépôts de calcaire et de marne conglomérat.
- 2- **Mi-Pliocène** : il est composé de calcaires marneux (ml).
- 3- **Pliocène** : il est constitué par des dépôts massifs de calcaires et des conglomérats avec coulées basaltiques du **Plaisancien (p)**, en particulier dans le nord Akkar.

➤ **Quaternaire:**

Les dépôts quaternaires occupent une superficie d'environ 12%. Ils sont constitués principalement d'alluvions anciennes (qaa), d'alluvions récentes (qar), de colluvions (qcpb), de dunes (qd), de sables littoraux (qsl), de sols rouges (qsr) et de terres arables (qta) (8%).

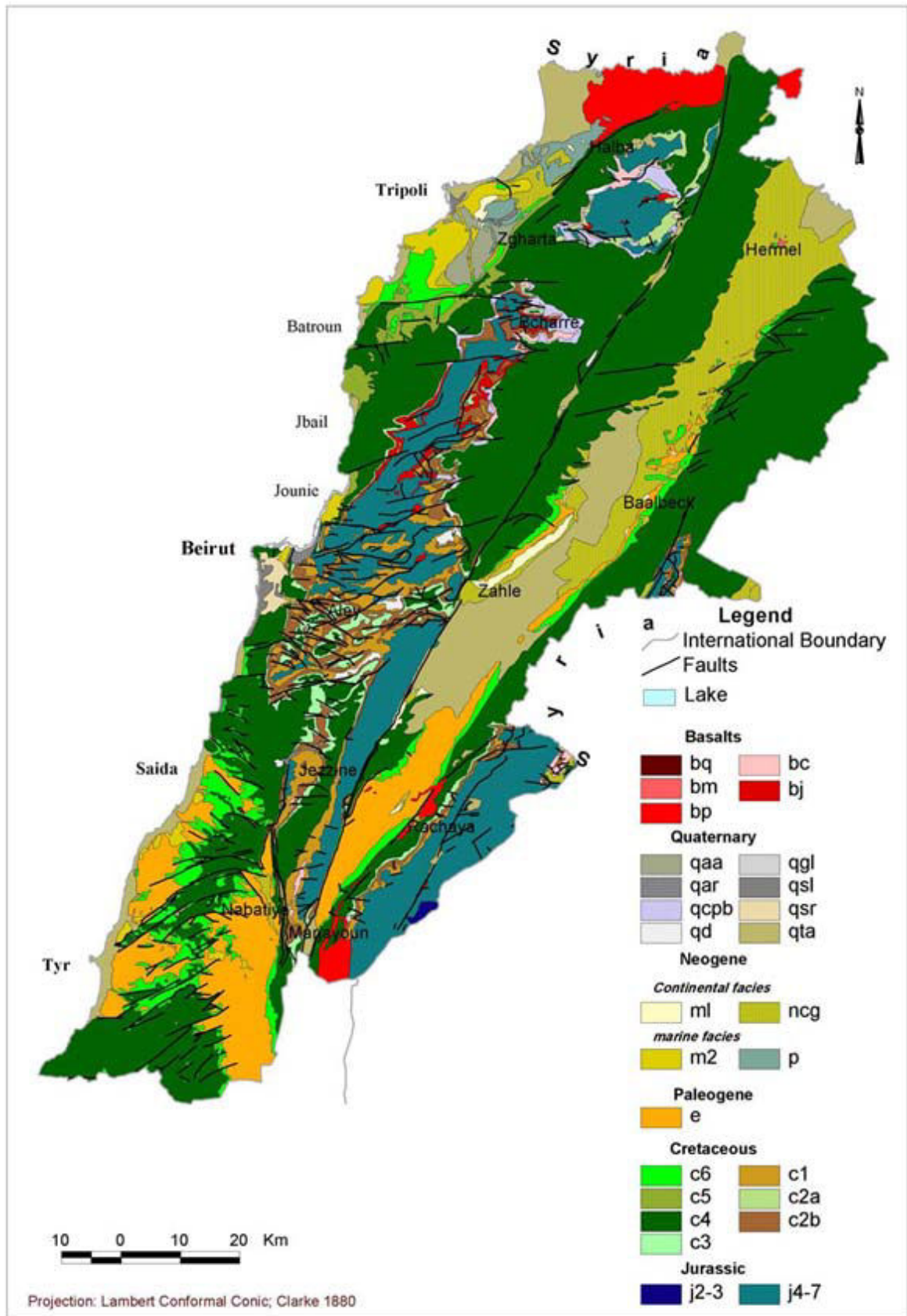


Figure 1. 13: Carte géologique simplifiée du Liban du Dubertret, 1955 avec une échelle 1:200,000. (Abdallah, 2007).

Era	Period	Epoch	Lithology	Maximal thickness (m)	Local nomenclature	Area coverage (km <sup>2</sup> )	Percentage of total area (%)
Cenozoic	Quaternary	bq	Basalt	-	-	0.56	0.005
		q	Dunes, alluvial, fluvial deposits	Variable	-	-	-
	Pliocene	Plaisancian p	Lenticular conglomerates, marly limestone, volcanic materials	360	-	70.5	0.68
		bp	Basalt	-	-	243	2.38
		Mio-Pliocene ml	Marl limestone	Variable	-	49	0.48
	Neogene	bm	Basalt	-	-	1.78	0.01
		Miocene: -Vindobonian ncg	Conglomeratic limestone, marl	320	-	775	7.5
		-Burdigalian m2	Marls	285	-	150	1.4
		Eocene: Lutetian e	Limestone, marly limestone	370	-	828	8
	Paleogene	Senonian C6	Chalky marl, marly limestone	400	Chekka marl	464	4.5
Mesozoic	Upper	Turonian C5	Marly limestone, limestone	200	Maameltein limestone	116	1
		Cenomanian C4	Limestone, dolomitic limestone	700	Sannine limestone	4191	40
		Albian C3	Shaly limestone, marl, limestone	200	Hammana marl	204	2
		Upper Aptian C2b	Limestone, dolomitic limestone	50	Falaise de Blanche/Mdairej limestone	295	2.9
	Lower	Lower Aptian C2a	Clastic limestone, sandy limestone, marly limestone	50	Abeih formation	57	0.55
		bC	-	-	-	63	0.6
		Neocomian-Barremian C1	Quartzic-calcareous sandstone, intercalation of siltstone & clays	Variable	Grès de base/Chouf sandstone	318	3.11
	Jurassic	bJ	Basalt	-	-	77	0.75
		J4-7	Dolomite, dolomitic limestone	650	Kesrouane limestone	1256	12
		Lower J2-3	Dolomite, dolomitic limestone	350	-	9	0.09

Tableau 1. 1: Succession stratigraphique du Liban (Dubertet, 1945; Hakim, 1985; Beydoun, 1988).

### 1.3.1.2 Le cadre sismo-tectonique du Liban

La faille du Levant, aussi appelée faille de la Mer Morte, est l'une des structures tectoniques actives majeures du bassin oriental de la Méditerranée. D'une longueur d'environ 1200 km, cette faille décrochant sénestre s'étend depuis le golfe d'Aqaba en Mer Rouge jusqu'en Turquie et elle accommode le déplacement relatif vers le nord de la plaque arabe par rapport à la micro-plaque du Sinai (africaine) (Figure 1. 14 (a)) (Daëron *et al.*, 2007). Au Liban elle se divise en cinq failles majeures: Roum, Yammouneh, Serghaya, Rachaiya et le chevauchement du Mont Liban (Figure 1. 14 (b)).

Alors que le Liban montre actuellement une sismicité modérée (Figure 1. 15), ce système de failles a produit plusieurs grands séismes historiques au cours des deux derniers millénaires de magnitude supérieure ou égale à 7 (Ambraseys *et al.*, 1994; Ambraseys et Jackson, 1998).

Les séismes historiques les plus destructeurs ayant frappé le Liban sont les suivants (Elnashai et El-Khoury, 2004):

- **Séisme du 9 juillet 551**

Un grand tremblement de terre ( $M \sim 7.8$ ) s'est produit le 9 juillet 551 sur le chevauchement du Mont Liban (Plassard, 1968 ; Darawcheh *et al.*, 2000 ; et Guidoboni *et al.*, 1994). Au Nord, il a été ressenti aussi loin que Laodicée et Antioche, où il a causé de légers dommages, et au Sud jusqu'à Alexandrie où il a causé la panique des habitants. Il a généré un tsunami qui a inondé et partiellement détruit de nombreuses villes côtières. A Beyrouth, le séisme aurait fait 30000 victimes et aurait créé un incendie qui a persisté pendant 2 mois;

- ***Séisme du 20 mai 1202***

Un tremblement de terre ( $M = \sim 7.6$ ) est survenu le 20 mai 1202 le long de la faille de Yammouneh et a été ressenti sur une zone caractérisée par un rayon moyen d'environ 1200 km (Elnashai et El-Khoury, 2004).

Des éboulements dans le Mont-Liban ont tué 200 personnes. Au temple de Jupiter de Baalbek (Békaa), 31 des 40 colonnes monumentales sont tombées. Le nombre de morts directement liés au séisme est incertain car le séisme a coïncidé avec un épisode de famine et de peste. Les répliques ont duré au moins quatre jours et ont été signalées à Hama, Damas et au Caire (Ambraseys et Melville, 1988).

- ***Séismes du 30 octobre et du 25 novembre 1759***

Deux événements ont eu lieu durant la même année.

Le séisme du 30 octobre 1759 ( $M \sim 6.6$ ) a touché la région de Safad et une zone de montagne au nord-est où de nombreux villages ont été détruits et a causé la mort d'environ 2.000 personnes. Le choc a été ressenti jusqu'à Antioche, Alep, Jérusalem et Gaza.

Le second séisme, le 25 Novembre 1759 ( $M \sim 7.4$ ) s'est produit le long de la Faille de Serghaya et a duré 50 secondes (Elnashai et El-Khoury, 2004). Il a provoqué la destruction quasi-complète des villages sur une bande étroite de 120 km de long de la plaine de la Bekaa à la partie supérieure de l'Oronte. Au temple de Jupiter de Baalbek (Békaa), 3 des 9 colonnes restantes ont été renversés. Ambraseys et Barazangi, 1989 mentionnent des ruptures sur plus de 100 km de long dans la Bekaa. Le bilan de ce séisme est de plus de 40000 morts. Il a été ressenti à plus de 1000 km de l'épicentre et a dévasté Beyrouth et Damas.

- ***Le séisme du 16 mars 1956***

Le choc principal ( $M \sim 6$ ) s'est produit le 16 mars 1956 dans le sud-ouest du Liban (près de Chhim) le long de la faille de Roum et a été précédé 10 minutes plus tôt d'un autre séisme légèrement plus faible. La zone touchée est relativement peuplée, et aussi les maisons sont principalement composés d'adobe ou de pierre en maçonnerie et construites sur un terrain en pente, où environ 6.000 logements se sont effondrés ou ont été endommagés. Dans les grands villages tels que Chhim, 200 maisons endommagées par le choc précurseur se sont effondrées durant le choc principal. En tout, 122 personnes ont été tuées dans 33 villages et hameaux. Le choc a déclenché des chutes de blocs et endommagé les murs de soutènement des routes de



montagne. En dehors de la région épicerale, les dommages observés ont diminué rapidement avec la distance en se concentrant sur des sites vulnérables. A Beyrouth le choc a été ressenti à quelques endroits provoquant des dégâts mineurs et l'évacuation de 13 maisons anciennes. Le séisme a été ressenti aussi loin au nord que Baniyas, à Damas, à Amman, dans le nord de Palestine et dans le sud-est de Chypre, dans un rayon de 170 km.

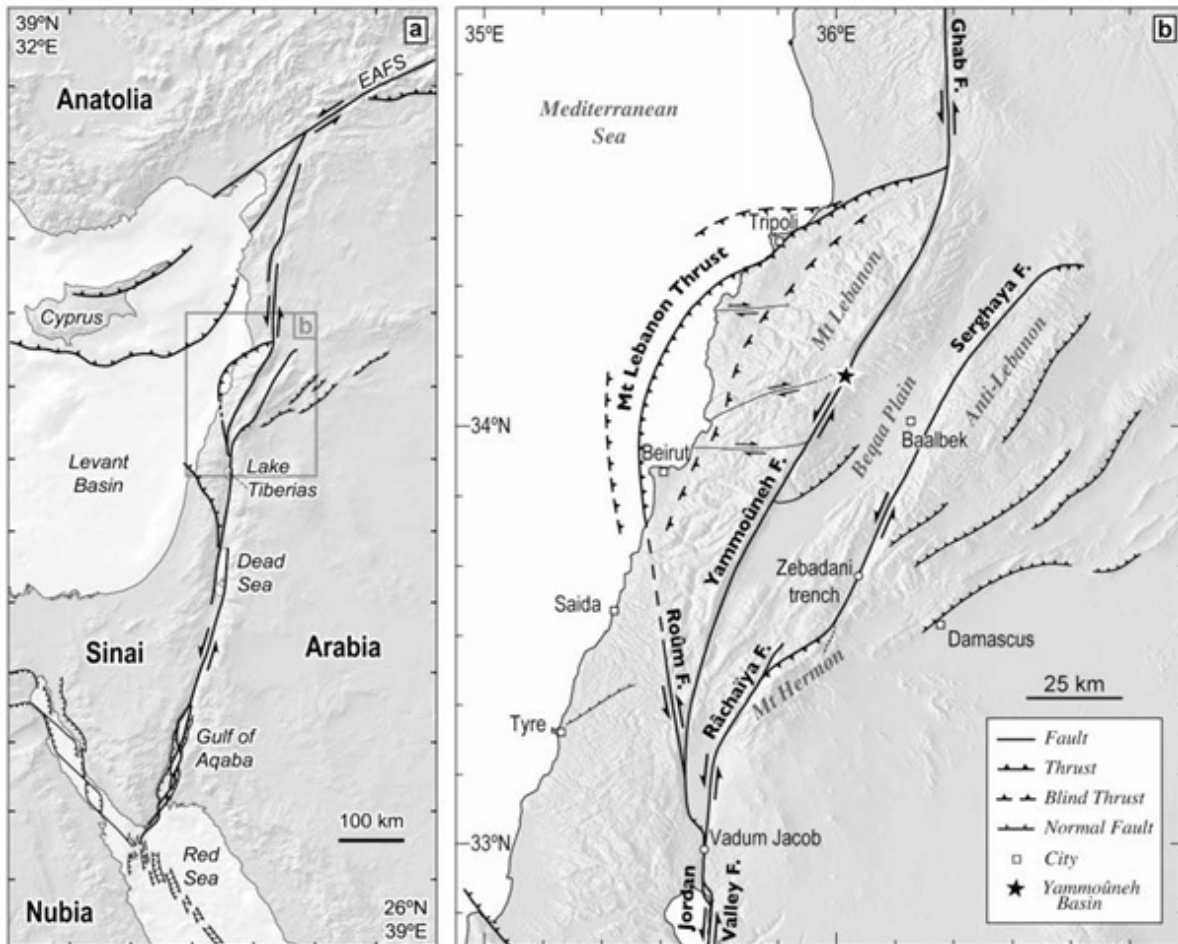


Figure 1. 14: Cadre tectonique régional. (a) Localisation de la faille du Levant. (b) Ramification de la faille du Levant en plusieurs failles actives du Liban (Daëron *et al.*, 2007).

Enfin, la crise sismique récente du Sud-Liban (région de Sour) de février à juin 2008 (Figure 1. 15) a par ailleurs mis en évidence l'existence de failles non connues, pouvant donner lieu à des séismes de magnitude 5 à 6 à peu près sur tout le territoire libanais. Citons la secousse du 15 février de magnitude 5,1 (la magnitude maximale de cette séquence sismique) qui a occasionné des dégâts dans une aire assez vaste et jusqu'à Saïda: écroulement de murs non consolidés, fissurations importantes dans les maçonneries, chutes d'objets placés sur des étagères, deux blessés. Les écoles publiques ont été particulièrement affectées, mais fort heureusement elles étaient fermées ce vendredi à midi.

Au niveau sismo-tectonique, selon plusieurs auteurs (Girdler, 1990 ; Butler, 1997 ; Darawcheh *et al.*, 2000 et Khair, 2001), la faille de Roum, le long de laquelle s'est produit le séisme destructeur de 551, serait la branche la plus active de la faille de Levant au Liban. Les

études paléo sismologiques récentes ont indiqué que la faille de Yammouneh, malgré son silence (Daëron *et al.*, 2005 ; 2007 ; Nemer *et al.*, 2008) peut générer des séismes de magnitude 7 ou plus comme le montre le séisme de 1202 de magnitude 7.5.

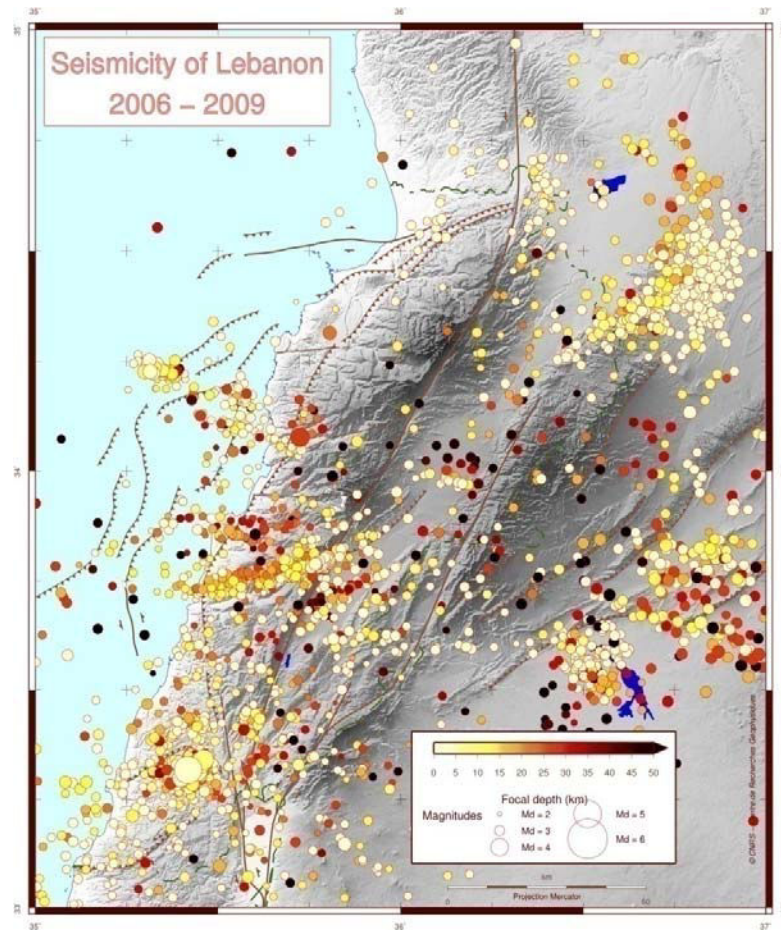


Figure 1. 15: la sismicité active du Liban entre 2006 et 2009 (Centre de Recherches Géophysiques du CNRSL ; (<http://www.cnrs.edu.lb/download/pdf/all0608.jpg>).

La faille Rachayia-Serghaya était auparavant considérée comme inactive (par exemple, Butler *et al.*, 1997) mais des études récentes (Gomez *et al.*, 2003; Daëron *et al.*, 2005) ont présenté des preuves paléosismiques d'un mouvement de décrochement actif le long de cette faille et ont suggéré qu'elle était la source de l'événement de novembre 1759.

La Figure 1. 16 montre la carte des accélérations horizontales maximales au rocher (PGA) ayant une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans: le PGA varie entre 0,2 g dans la partie orientale du pays à 0,30 g dans la partie ouest, près des zones côtières.

Ce fort aléa sismique est conjugué à une vulnérabilité du bâti existant certainement importante à cause de l'absence de réglementation obligatoire jusqu'à un passé très récent (2005), l'absence de contrôle systématique et permanent, l'endommagement pendant les périodes de guerre, la maintenance presque inexistante, les problèmes de corrosion, les modifications structurelles post-construction, etc. Le Liban est donc probablement l'un des



pays au risque sismique les plus élevés dans le bassin méditerranéen (<http://uati.uisf.fr/upload/RecommandationsBeyrouth.pdf>).

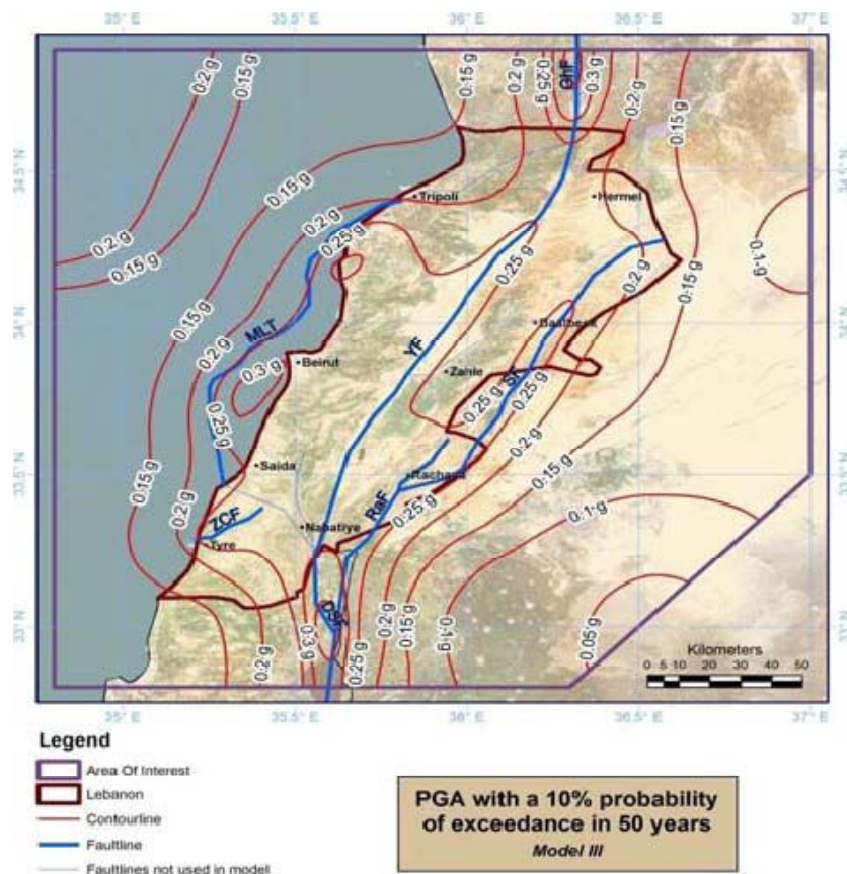


Figure 1. 16 : Carte des accélérations horizontales maximales au rocher (PGA) ayant une probabilité de dépassement de 10% en 50 ans. (Huijjer *et al.*, 2011)

### 1.3.2 Géologie de Beyrouth

Santaville, 1977 a étudié la géomorphologie de la région littorale du Liban et a discuté la géologie du Beyrouth en se basant sur les études géologiques de Dubertret, 1944 (Figure 1. 17).

Le promontoire de Beyrouth constitue l'un des principaux accidents de la côte libanaise, puisque sa rive septentrionale, orientée Est-Ouest s'avance de près de 10 km en mer. Sa partie orientale est basse, entre la retombée de la montagne et le Nahr Beyrouth, dans les banlieues de Baouchriyé et de Borj Hammoud. A l'ouest du fleuve, au contraire, sur 6 km de long et 2 km de large, la ville de Beyrouth s'est établie sur une topographie accidentée où s'individualisent deux collines culminant respectivement à 102 m, à l'Est, dans le quartier d'Achrafieh, et 95 m, à l'Ouest, à Tallet el-Khayat. Ces collines sont séparées par un seuil situé à 59 m, à l'amont d'un talweg que suit la rue de Damas (Santaville, 1977).

Bien individualisée topographiquement, la presqu'île de Beyrouth forme un ensemble structural à part. A l'Est du Fleuve, entre Baouchriyé et Mkallès, le front montagneux correspond à une flexure brutale des couches du Crétacé inférieur, tandis que les bancs

calcaires fortement inclinés du Cénomaniens ont été tronqués à Senn el-Fil par un replat situé vers +60 m [Santaville, 1977](#).

La colline d'Achrafiyé et toute la partie orientale de la presqu'île de Beyrouth, à l'Ouest du Fleuve, sont formées de marnes helvétiques (miocène), subhorizontales au Nord mais plongeant au Sud, le long de la corniche du Fleuve, sous des conglomérats néogènes de faciès littoral. La colline occidentale est taillée dans les calcaires cénomaniens, faiblement déformés en général, mais légèrement ployés en voûte à l'Ouest, où les marnes à lits de silex des îlots de la Grotte aux Pigeons disparaissent au Nord, au Sud et à l'Est sous des calcaires plus compacts [Santaville, 1977](#).

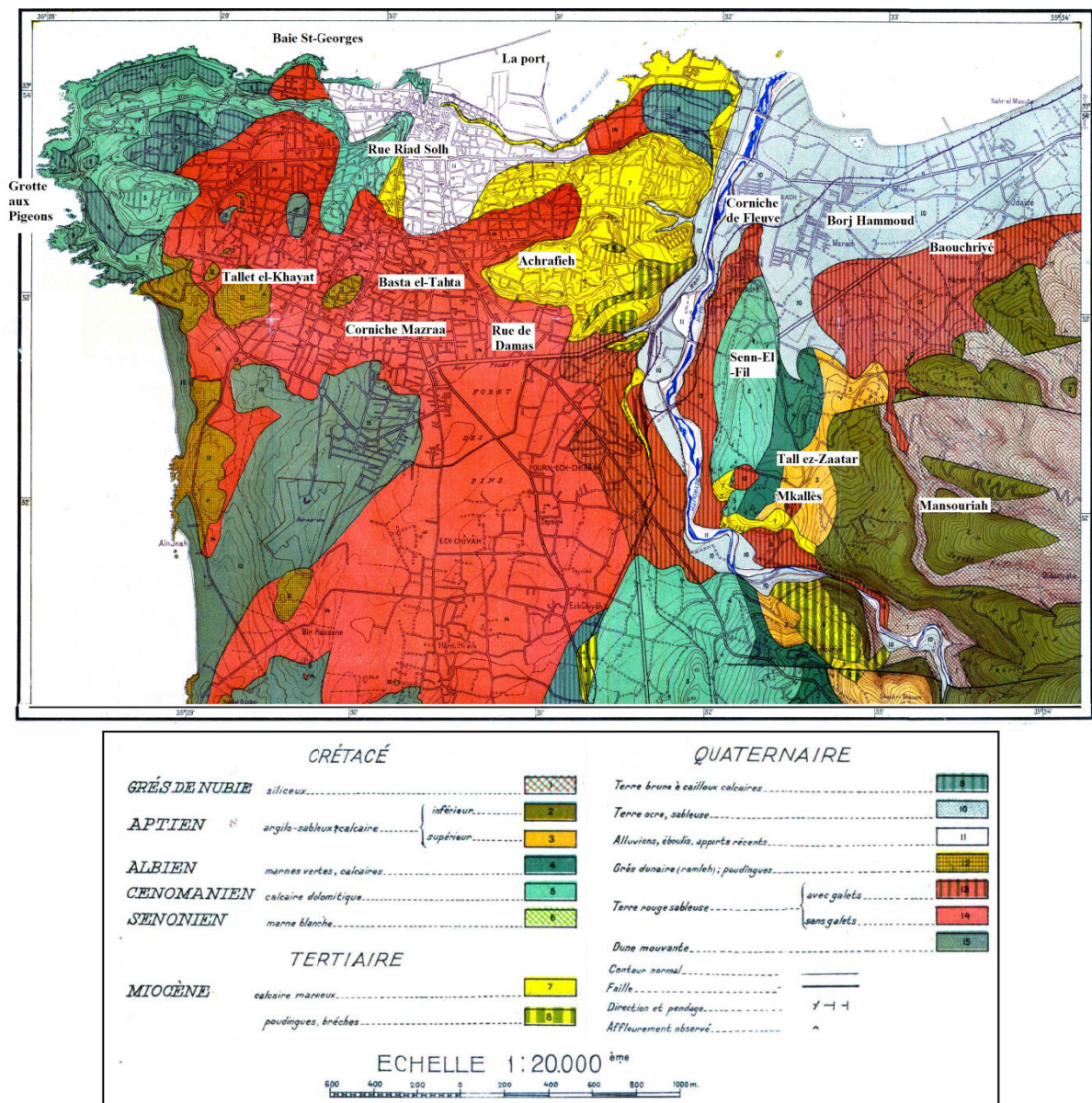


Figure 1. 17: Carte géologique du Beyrouth de [Dubertret, 1944](#).

Le contact entre le Néogène et le Cénomaniens se fait par une faille SSW-NNE qui va de l'extrémité occidentale du Port jusqu'au quartier de Basta et-Tahta en passant par la rue Riad

Solh (Figure 1. 18). [Dubertret, 1944](#) pense qu'une grande faille méridienne existe également entre la colline d'Achrafiyé et le front montagneux, suivie aujourd'hui par le Nahr Beyrouth dans sa section aval.

Cet accident expliquerait la raideur et l'allure rectiligne de la retombée de la colline orientale sur la région du Fleuve. Bien que cela ne puisse être prouvé sans étude de la plateforme continentale, il est probable que les trois autres côtés de la presqu'île de Beyrouth ont aussi une origine structurale. Au Nord et à l'Ouest, malgré des irrégularités de détail, le tracé de la côte est relativement rectiligne et la profondeur augmente très vite lorsqu'on s'éloigne du rivage. De même, au Sud, le substratum disparaît brutalement et les sondages montrent de fortes épaisseurs de terrains quaternaires, sables ou grès ([Santaville, 1977](#)).

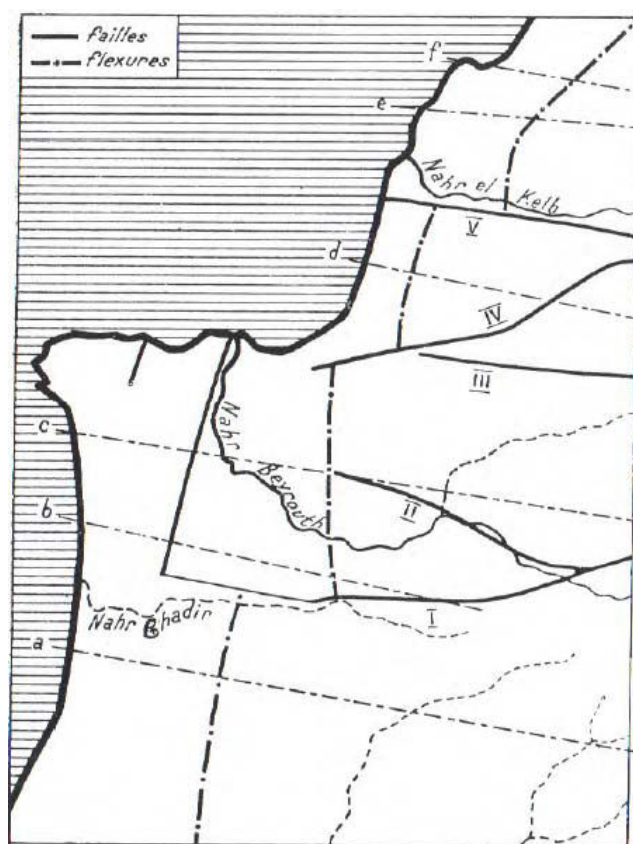


Figure 1. 18: Schéma tectonique de la zone de la flexure dans les environs de Beyrouth 200.000 ([Dubertret, 1951](#)).

Dans le détail, les collines de Beyrouth sont coupées de replat assez réguliers, séparés par de brutales ruptures de pente, évoquant de gigantesques marches d'escalier, situées respectivement vers 10 à 21 m, 40 à 60 m et au-dessus de 70 m. De plus, sauf à Ras Beyrouth (Raouché-Chourane) on ne connaît pratiquement aucun dépôt pléistocène, en dehors de sables rouges, parfois très épais, qui recouvrent tout le flanc de la colline occidentale et qui montent jusqu'à 75 m à Achrafiyé ([Santaville, 1977](#)).



La géologie de Beyrouth est donc très complexe et variable latéralement, avec la présence potentielle de failles non apparentes en surface. Méthodes de reconnaissance utilisées

### 1.3.3 Les méthodes géophysiques

Les méthodes géophysique sont basées sur l'acquisition de mesures physiques (données) à partir desquelles les paramètres physiques peuvent être déduits. Le Tableau 1. 2 présente les principales méthodes géophysiques, ainsi que les données, les paramètres physiques obtenus et les applications géotechniques. Le principe de ces méthodes peut être trouvé dans des livres généraux (Reynolds, 1997; Sharma, 1997; Kearney et al., 2002; Everett, 2013). Les principales caractéristiques des méthodes géophysiques sont rappelées ici. Elles présentent les avantages suivants :

- 1- Elles sont flexibles, relativement rapides et faciles à déployer sur le terrain;
- 2- Elles sont non invasives;
- 3- Elles permettent d'étudier un grand volume de sol ou roche.

Par contre, elles souffrent des principaux inconvénients suivants:

- 1- La résolution (capacité à détecter un objet de taille donnée) décroît avec la profondeur;
- 2- Pour un ensemble de données, la solution n'est pas unique et il est nécessaire de calibrer les résultats à partir de données géotechniques et géologiques;
- 3- Les informations produites sont indirectes (paramètres physiques au lieu de propriétés géologiques ou géotechniques).

Il est à noter que presque tous les avantages des méthodes géophysiques correspondent aux inconvénients des techniques géotechniques et vice-versa, indiquant la complémentarité entre les deux techniques d'investigation. Une campagne de reconnaissance impliquant des techniques géophysiques doit être bien conçue. La méthode à appliquer dépend de son adéquation au problème à résoudre et quatre facteurs doivent être pris en compte avant toute expérience de terrain (McCann et Foster, 1990).

Le premier est l'existence d'un contraste géophysique. La présence d'une frontière géologique, hydrologique ou mécanique (par exemple, la limite d'un glissement de terrain) n'implique pas nécessairement une variation en termes de propriétés géophysiques. Le second facteur est l'ensemble des caractéristiques de la méthode géophysique elle-même, notamment la profondeur de pénétration et la résolution. Comme mentionné ci-dessus, il y a généralement un compromis entre la résolution et la pénétration: pour les techniques de surface, la résolution diminue avec la profondeur de pénétration. Ces limites doivent être prises en compte lors de la définition de la campagne géophysique. Troisièmement, puisque les méthodes géophysiques fournissent des informations indirectes, il faut qu'elles soient toujours calibrées à partir des données géologiques ou géotechniques pour obtenir une interprétation fiable. Enfin, les performances des techniques géophysiques dépendent fortement du rapport

signal sur bruit. Par exemple, certains terrains superficiels peuvent conduire à des difficultés d'injection de courant électrique ou à une forte atténuation des ondes sismiques. Des tests préliminaires sont toujours nécessaires avant de lancer une campagne.

Les méthodes géophysiques de surface appliquées en géotechnique ont considérablement évolué au cours des 20 dernières années, tant en termes de capacité d'acquisition que de techniques de traitement (Jongmans et Garambois, 2007). Les méthodes géophysiques fournissent la variation d'un paramètre physique en fonction d'une, deux ou trois coordonnées spatiales. Les images géophysiques 2D ou 3D sont obtenues grâce à un processus d'inversion des données (Sharma, 1997) et fournissent des informations sur le corps étudié. L'inversion géophysique est un problème complexe et non linéaire (Zhdanov, 2002), et l'interprétation des images doit être faite avec un esprit critique, compte tenu des inconvénients des techniques géophysiques et des limites supplémentaires liées au processus d'inversion. Dans ce document, seuls les principaux points seront exposés. La première condition nécessaire caractérisant une bonne image (modèle) est qu'elle doit être capable d'expliquer les données, c'est-à-dire que l'erreur ou « *misfit* » (généralement exprimé comme un RMS) soit inférieure à une valeur donnée (5%, par exemple). Même si la valeur RMS est faible, à cause de la limite du nombre de mesures et des erreurs sur les données, l'image obtenue peut cependant n'être qu'une des solutions expliquant les données.

Tableau 1. 2: Présentation des principales méthodes géophysiques, des données mesurées, des paramètres obtenus et des caractéristiques géotechniques contrôlant les paramètres géophysiques.

Méthode	Données (d)	Paramètre géophysique (m)	Application Géotechnique
Onde sismique P	Temps de propagation / Amplitude	Vitesse de Propagation ( $V_p, V_s$ ) / Facteur de qualité	Présence de l'eau (sol)
			Compacité (sol)
			Fracturation (roches)
Onde sismique S	Temps de propagation / amplitude/Courbe de dispersion	$V_s$ , Facteur de qualité	Compacité (sol)
			Fracturation (roches)
Imagerie électrique (ERT)	Différence de potentiel	Résistivité électrique	Nature du sol et roches
			Présence de l'eau /air
			Salinité de l'eau
Gravimétrie	Champ de gravité	Densité	Présence de vides
Magnétisme	Champ magnétique	Susceptibilité magnétique	Présence d'objets métalliques
Electromagnétique B.F	Champ électromagnétique	Résistivité électrique	Nature du sol et roches
			Présence de l'eau /air
			Salinité de l'eau
GPR (radar)	Temps de propagation / Amplitude	Constante diélectrique	Présence de l'eau
			Détection de polluants

En fonction de la technique d'inversion, il existe différentes stratégies pour résoudre ce problème de non-unicité: réaliser plusieurs inversions en prenant en compte différents modèles de départ, introduire une information *a priori* dans l'inversion pour imposer la solution, ou réaliser une inversion conjointe de plusieurs ensembles de données géophysiques. Cette dernière stratégie est de plus en plus utilisée pour résoudre le problème de non-unicité, en combinant deux jeux de données géophysiques ou en supposant une relation entre les modèles (par exemple Bastani et al., 2012; Boiero et Socco, 2014; Paasche et Tronicke, 2014).

Un des problèmes posés par l'inversion est également le lissage de l'image, causée par la plupart des techniques d'inversion utilisée en tomographie géophysique, qui empêche une identification précise des interfaces entre les couches. Pour traiter ce problème, différentes techniques sont apparues, utilisant une information *a priori* (Wisen et al., 2005; Socco et al., 2010), fixant des frontières nettes dans le processus d'inversion (Zhdanov, 2002) ou déterminant les lignes de crête (maxima) dans les images de gradient (Nguyen et al., 2005). Enfin, des images de structures géologiques 2D et 3D peuvent être affectées par des artefacts très difficiles à détecter (Wisen et al., 2005). Une stratégie pour résoudre ce problème est d'effectuer des modélisations 2D/3D pour évaluer la robustesse et la fiabilité de l'image obtenue. Dans tous les cas, l'interprétation des images géophysiques doit être faite en tenant compte de toutes les données disponibles sur le site (si possible dans le processus d'inversion), après une discussion entre géologues, géophysiciens et ingénieurs géotechniques.

#### 1.3.3.1 La tomographie électrique

La méthode de résistivité électrique est l'une des méthodes géophysiques la plus utilisée dans les investigations de surface (peu profonde) (Telford et Sheriff, 1990; Reynolds, 1997). Elle est basée sur la mesure de la différence de potentiel entre deux électrodes  $\Delta V$ , résultant de la circulation d'un courant électrique continu  $I$  injecté dans le sol à partir d'une autre paire d'électrodes. Une résistivité apparente peut alors être calculée :

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Eq: 1. 1}$$

Où  $k$  est un facteur géométrique dépendant de la géométrie des électrodes. Dans le cas d'un sol homogène, cette équation fournit la résistivité réelle du milieu.

La résistivité électrique  $\rho$  est un paramètre géophysique présentant une large gamme de valeurs comme montre la Figure 1. 19 (Telford et Sheriff, 1990; Palacky, 1988), de plus de 100 000  $\Omega.m$  dans les roches cristallines non altérées à moins de 1  $\Omega.m$  dans l'eau salée. Il est sensible à divers facteurs tels que la nature du matériau (en particulier le pourcentage d'argile), la teneur en eau, la conductivité de l'eau, ainsi que l'altération des roches et leur fracturation.

Frohlich et Parke, 1989 ont proposé une relation relativement simple qui exprime la conductivité apparente d'un matériau argileux  $\sigma_\theta$  en fonction de la conductivité de surface  $\sigma_{Su}$  (dans les matériaux argileux), de la conductivité de l'eau interstitielle  $\sigma_w$  et la teneur en eau volumétrique  $\theta$ :

$$\sigma_0 = \frac{1}{a} \cdot \sigma_w \cdot \theta^k + \sigma_{Su} \quad \text{Eq: 1. 2}$$

Ou en termes de résistivité :

$$\frac{1}{\rho_0} = \frac{\theta^k}{a \cdot \rho_w} + \frac{1}{\rho_{Su}} \quad \text{Eq: 1. 3}$$

Le premier terme correspondant à l'expression classique de la Loi d'Archie dans les matériaux granulaires qui s'écrit :

$$\sigma_0 = \frac{\sigma_w}{F} = \frac{1}{a} S_w^n \cdot \Phi^m \quad \text{Eq: 1. 4}$$

Où  $F$  est le facteur de Formation,  $S_w$  est le degré de saturation,  $\Phi$  est la porosité et  $a$ ,  $n$  et  $m$  sont des paramètres dépendant du matériau.

Les équations 1.2 à 1.4 montrent que la résistivité électrique dépend de la résistivité du fluide, de sa porosité, de son degré de saturation et de la nature du matériau (en particulier de la teneur en argile qui intervient dans le terme de conductivité de surface).

La méthode de résistivité peut être appliquée de trois façons: 1) le sondage électrique vertical (VES) lorsque les 4 électrodes sont déplacées par rapport au point milieu; 2) le traîné électrique où le dispositif de 4 électrodes est déplacé le long d'une direction avec un espacement d'électrodes constant, et 3) la tomographie électrique (ERT) où un grand nombre d'électrodes sont utilisées et sont combinées par paires d'électrodes.

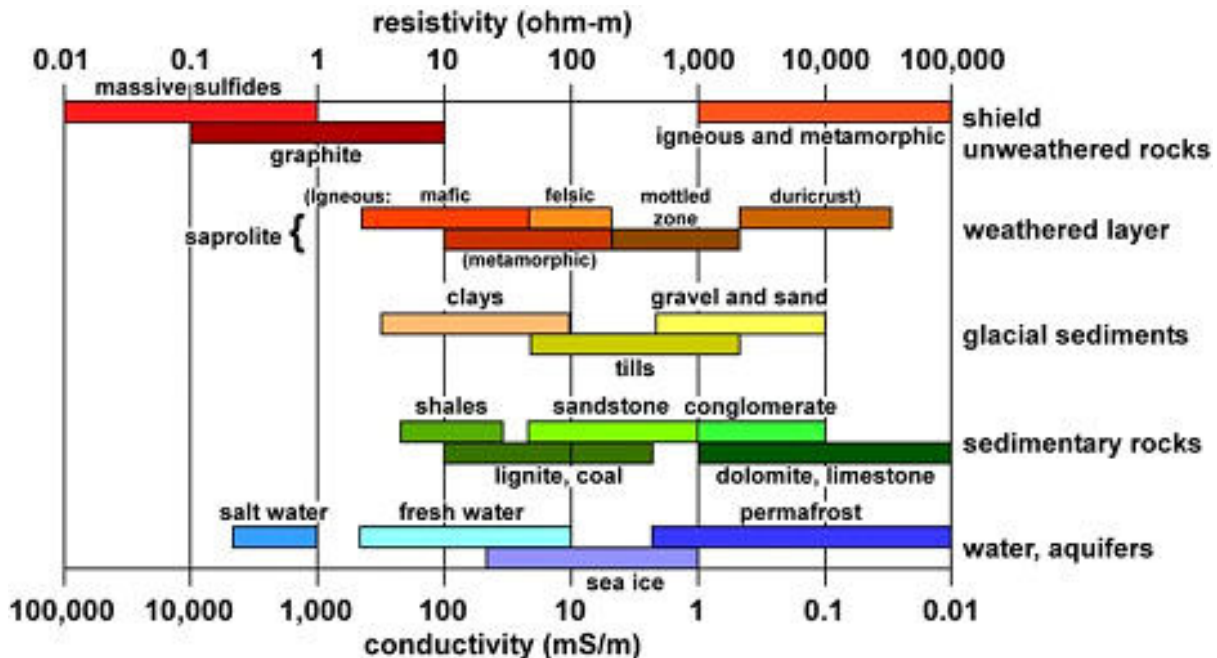


Figure 1. 19: Valeurs de résistivité électrique (ohm-m) ou la conductivité (mS / m) pour des matériaux terrestres (Palacky, 1988).

Le sondage électrique consiste à établir la courbe de variation de la résistivité apparente des terrains mesurée en surface à l'aide d'un dispositif à quatre électrodes, en fonction de

l'écartement maximum des électrodes. Rapide à réaliser et facile à interpréter, il comporte deux inconvénients majeurs: seules les variations verticales de résistivité peuvent être considérées (hypothèse 1D), et les mesures doivent être acquises sur une grande distance pour atteindre une grande profondeur. Enfin, les données peuvent être expliquées par infinité de solutions (problème non-unique) et les résultats doivent être systématiquement calibrés.

Les structures géologiques présentent habituellement des hétérogénéités et des variations latérales des paramètres physiques, qui rendent difficile l'interprétation des sondages électriques. La tomographie électrique, qui fournit une image 2D (ou 3D) de la résistivité électrique, a progressivement remplacé les deux premières méthodes dans les deux dernières décennies (Loke et Barker, 1996).

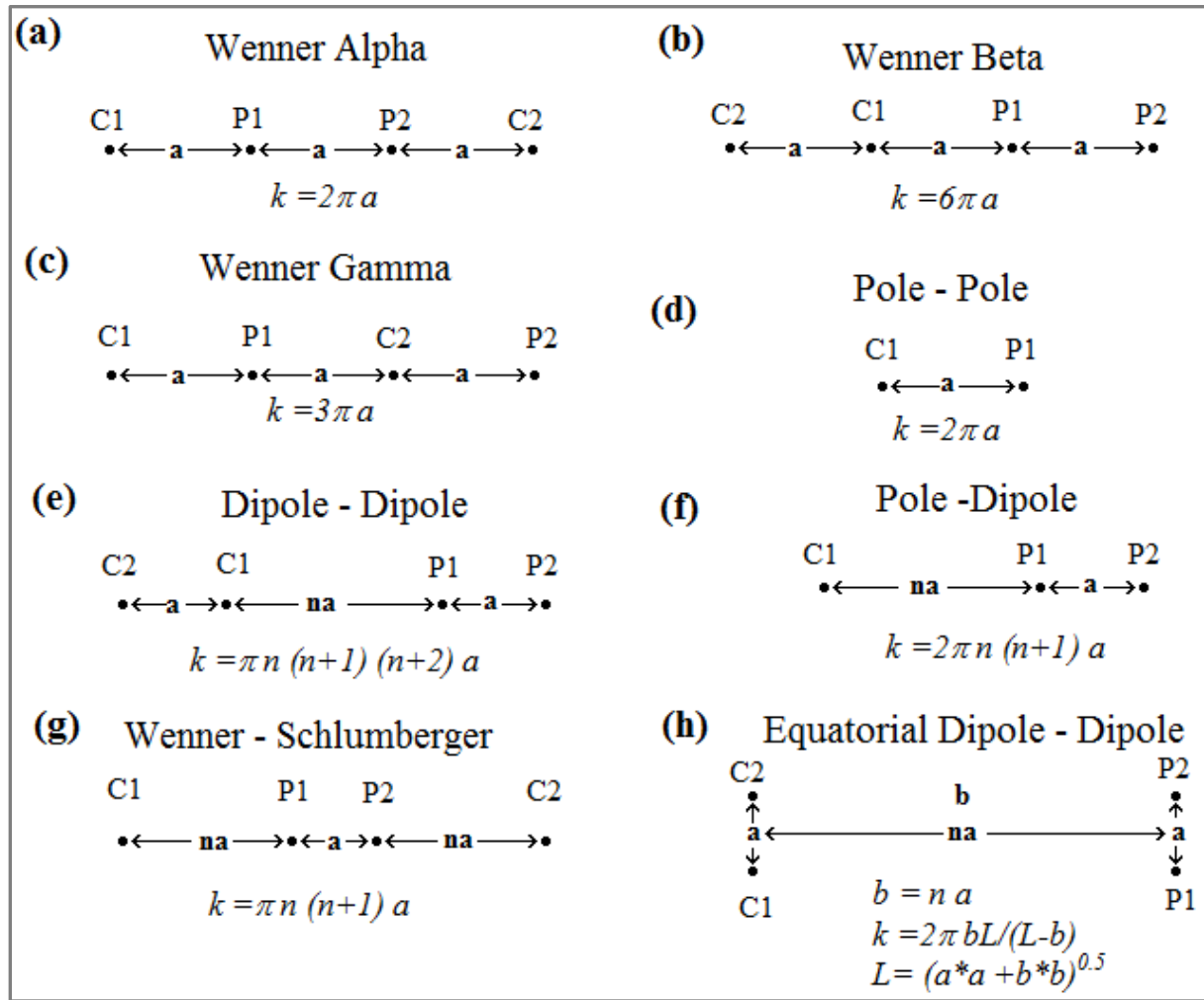


Figure 1. 20: Différents dispositifs utilisés dans la méthode de résistivité électrique et leurs facteurs géométriques ( $k$ ). A noter que le dipôle-dipôle, dipôle-pôle et Wenner-Schlumberger ont deux paramètres: la longueur de dipôle " $a$ " et le facteur de séparation " $n$ " tiré de Loke, 2011.

La Figure 1. 20 présente les différents dispositifs utilisés dans la méthode de résistivité électrique et leurs facteurs géométriques ( $k$ ). Le choix du dispositif pour une étude de terrain dépend du type de structure à imager, de la profondeur de pénétration souhaitée et du niveau de bruit de fond électrique. En pratique, les dispositifs les plus couramment utilisés pour la



méthode d'imagerie 2-D sont le (a) Wenner, (b) dipôle-dipôle (c) Wenner-Schlumberger (d) pôle-pôle et (d) pôle-dipôle. En outre, comme évoqué précédemment, l'interprétation des images obtenues peut être complexe et doit être vérifiée en utilisant parfois la modélisation numérique (par exemple, les effets d'anisotropie; [Nguyen et al., 2007](#)).

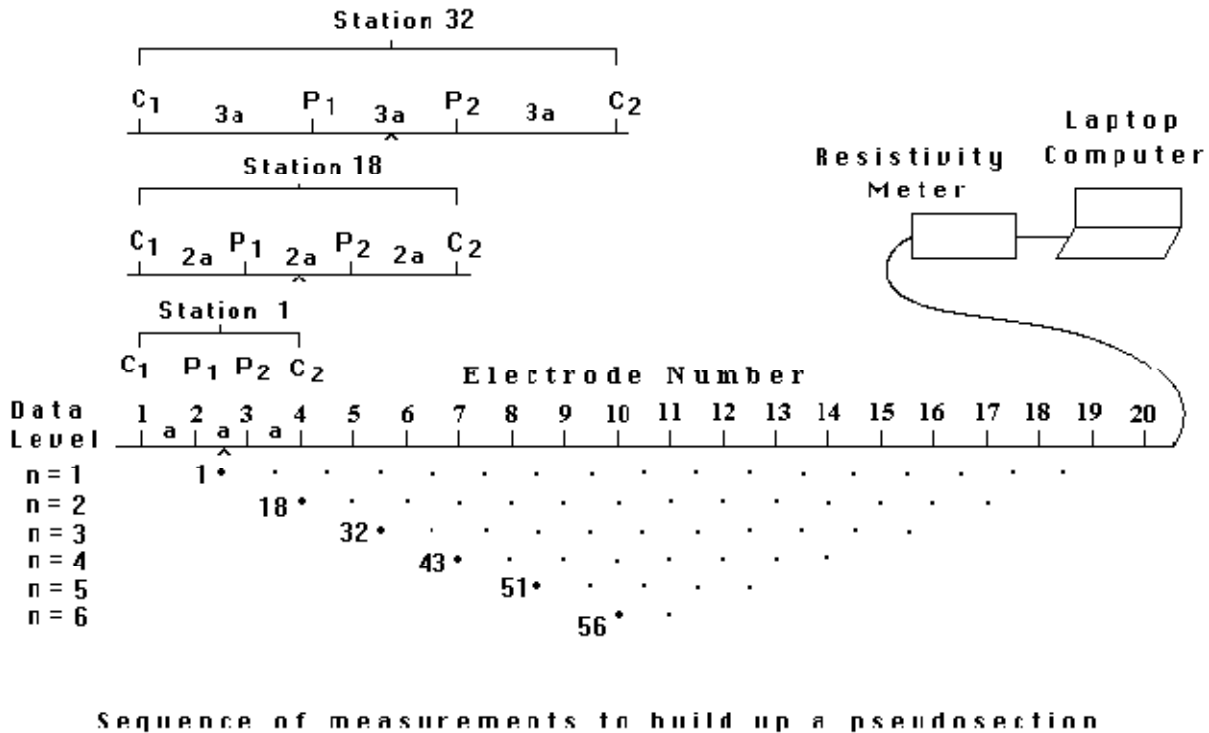


Figure 1. 21: La disposition d'électrodes pour un sondage électrique 2-D et la séquence de mesures utilisées pour construire une pseudosection (configuration Wenner) tiré de [Loke, 2011](#).

La Figure 1. 21 montre le dispositif de terrain et la construction d'une pseudo-section dans le cas d'une configuration Wenner-Alpha (espacement constant entre les 4 électrodes) avec 20 électrodes. On utilise des dispositifs quadripôle (deux électrodes d'injection de courant C1 et C2, et deux autres électrodes P1 et P2 entre lesquelles nous mesurerons une différence de potentiel). La première étape consiste à prendre toutes les mesures possibles pour un dispositif Wenner avec un écartement des électrodes de  $1a$ . Pour la première mesure, les électrodes numérotées 1, 2, 3 et 4 sont utilisées. Pour la seconde mesure, les électrodes numéro 2, 3, 4 et 5 sont sélectionnées pour C1, P1, P2 et C2. La même stratégie est répétée sur la ligne d'électrodes jusqu'aux électrodes 17, 18, 19 et 20 pour la dernière mesure avec un espacement  $1a$ . Pour un système avec 20 électrodes, il y a 17 ( $20-3$ ) mesures possibles avec un espacement  $1a$ . Ensuite, une séquence de mesures est lancée avec un espacement d'électrode égale à  $2a$ . Les électrodes 1, 3, 5 et 7 sont utilisées pour la première mesure. Ce processus est répété jusqu'à la dernière mesure avec espacement 2, qui concerne les électrodes 14, 16, 18 et 20. Pour cet espacement, 14 ( $20 - 2 \times 3$ ) mesures sont possibles. En écartant progressivement ces électrodes, on mesure la résistivité apparente en prenant en compte des terrains de plus en plus profonds. Pour une longueur du profil électrique fixe  $L$ , la profondeur atteinte est approximativement égale à  $L/6$  (configuration Wenner). L'image finale en

résistivité réelle est obtenue par inversion des données de résistivité apparente (Loke et Barker, 1996).

### 1.3.3.2 La sismique active (MASW et réfraction)

Les méthodes de sismique active se caractérisent par l'emploi d'une source sismique dont les caractéristiques (contenu fréquentiel, durée, amplitude du signal généré) dépendent principalement du type de source et de l'énergie mise en œuvre. Pour des raisons de sécurité, l'utilisation d'explosifs est contraignante, particulièrement en milieu urbain, et souvent limitée à de faibles charges. Pour les applications en géotechnique, des sources simples et faciles à mettre en œuvre (choc d'un marteau sur une plaque, chute de poids) sont souvent utilisées, avec comme limite une faible profondeur de pénétration (généralement inférieure à 30 m).

#### Sismique active "MASW"

L'analyse des ondes de surfaces (SW) est de plus en plus utilisée pour calculer la vitesse des ondes de cisaillement en fonction de la profondeur dans l'investigation du sous-sol (Socco et Jongmans, 2004; Socco et al., 2010). L'avantage des ondes de surface est qu'elles sont enregistrées avec les données de réfraction de l'onde P, si un enregistrement suffisamment long a été considéré lors de l'acquisition. Un point important pour pouvoir traiter les ondes de surface est l'utilisation de géophones à basse fréquence afin d'obtenir une profondeur de pénétration (dépendant de la longueur d'ondes) suffisante.

La Figure 1. 22 décrit la procédure standard de la méthode d'inversion des ondes de surface, qui peut être subdivisée en trois étapes principales:

1. Acquisition des signaux;
2. Traitement du signal pour obtenir la courbe de dispersion expérimentale;
3. Inversion de la courbe de dispersion et estimation du profil de vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) avec la profondeur.

Les méthodes les plus populaires dans l'analyse des ondes de surface active sont :

- **SASW** (Spectral Analysis of Surface Waves ) qui met en œuvre 1 source et deux récepteurs.
- **MASW** (Multichannel Analysis of Surface Waves) qui met en œuvre 1 source et plusieurs récepteurs

La première technique développée en sismique active fut le SASW (Nazarian et Stokoe, 1984). Les mouvements du sol sont enregistrés en deux points alignés avec une source impulsive (coup de masse sur une plaque de métal par exemple). Cette méthode, très simple, est cependant très sensible au bruit et ne permet pas de distinguer différents modes de propagation d'ondes de surface. La technique de MASW, introduite au début des années 1990

(Park *et al.*, 1999), consiste à déployer une ligne de capteurs sismiques, espacées d'une distance constante, et d'enregistrer les vibrations produites par une source ponctuelle en surface (tir explosif, vibrations contrôlées, coup de masse, etc.), généralement localisée aux deux extrémités de la ligne, avec éventuellement un offset. Compte-tenu de la difficulté de générer des explosions en milieu urbain, il est commun d'utiliser comme source des coups de masse (3-10 kg) sur une plaque en métal ou en résine posée sur le sol. Compte tenu également du niveau de vibrations ambiantes, notamment au voisinage des voies de circulation, ces chocs sont répétés de 5 à 10 fois, et les signaux correspondants sont sommés après synchronisation (effectuée de façon automatique grâce à l'enregistrement direct de l'impact de la masse). Une limitation avec ce type de source est la difficulté de générer des ondes à basse fréquence et donc de pénétrer au-delà de quelques dizaines de mètres.

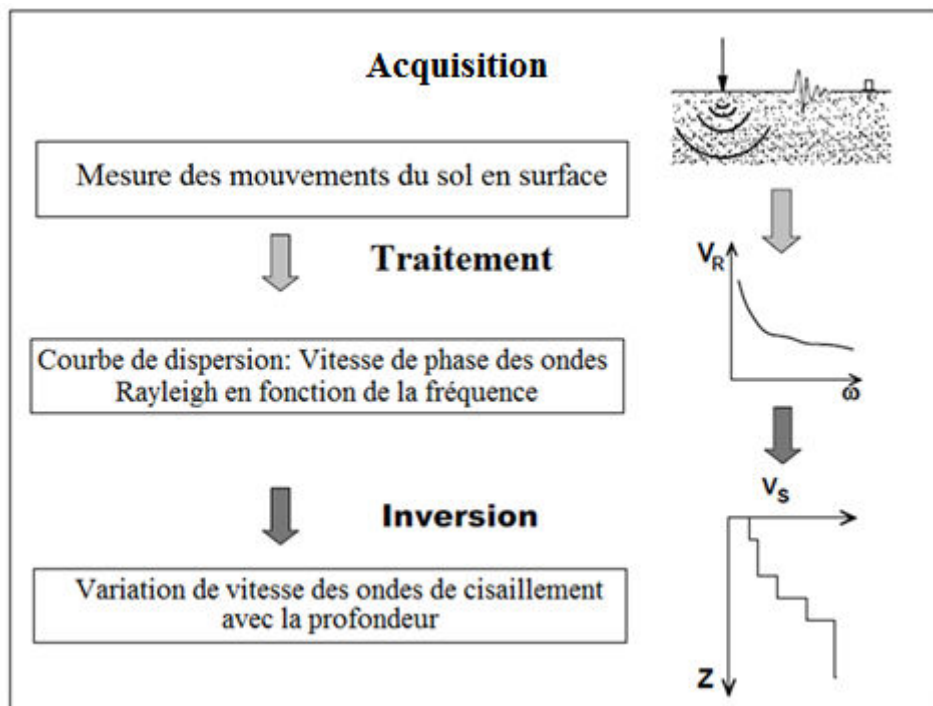


Figure 1. 22: Diagramme des étapes pour la mesure des courbes de dispersion et l'inversion des ondes de surface.

Une fois l'acquisition réalisée, le traitement des signaux (Figure 1. 22) consiste à déterminer la vitesse de propagation des ondes de surface (généralement les ondes de Rayleigh si on a disposé des capteurs verticaux). Ces ondes se propagent parallèlement à la surface avec une vitesse qui dépend à la fois de la stratification en vitesse et de la fréquence des ondes considérées. Les fréquences basses (i.e. les grandes longueurs d'ondes) échantillonnent les couches les plus profondes qui présentent des rigidités plus grandes et donc des vitesses de propagation plus grandes, tandis que les hautes fréquences (i.e. les petites longueurs d'onde) échantillonnent les couches superficielles qui sont généralement plus « molles » et ont donc des vitesses de propagation plus lentes.

La courbe de dispersion peut être obtenue à partir de différentes techniques de traitement des signaux, qui permettent de transformer la section sismique « temps-distance »

en une image « fréquence-vitesse de phase ». La technique la plus simple consiste à réaliser une double Transformée de Fourier pour représenter l'information des signaux dans l'espace fréquence nombre d'ondes ( $f-k$ ) (Lacoss *et al.*, 1969), algorithme utilisé ici et décrit plus loin pour la sismique passive. On passe alors de l'espace FK à l'espace fréquence-vitesse ( $f-v$ ) par la relation :

$$s(f) = \frac{1}{v(f)} = \frac{|k|}{2\pi f} \quad \text{Eq: 1. 5}$$

Où  $s$  est la lenteur (en s/m),  $k$  est le nombre d'ondes (en rad/m) et  $f$  la fréquence (en Hz).

Il est assez commun de supprimer les ondes de volume (ondes P et S directes) avant la transformation dans le domaine ( $f-k$ ). Cependant, lors d'enregistrements en milieu urbain, i.e. bruité, les ondes de volume sont souvent noyées dans le bruit de fond ambiant. Aussi cette méthode permet d'utiliser l'intégralité du signal enregistré en veillant cependant à régler la durée de la fenêtre analysée de façon à ce qu'elle soit le moins possible contaminée par les vibrations ambiantes.

La limite à basse fréquence en-dessus de laquelle la courbe de dispersion est faible dépend de la résolution et des effets de champ proche. La résolution contrôle la largeur du lobe de la courbe de dispersion (Bodet, 2005), qui est d'autant plus étroit que le rapport longueur d'onde / longueur du dispositif ( $\lambda/L$ ) est petit. Aux longueurs d'onde plus grandes que le dispositif, l'identification de la courbe de dispersion devient moins précise. Cependant, les effets de champ proche limitent plus encore l'estimation de la courbe de dispersion à basse fréquence (Zywicki, 1999).

Le champ proche est la zone proche de la source dans laquelle les ondes de surface ne peuvent pas encore être considérées planes. Deux raisons ont été avancées pour expliquer les phénomènes de champ proche : l'influence des ondes de volume, qui ont encore une grande amplitude dans le champ proche (Tokimatsu, 1997; Sanchez-Salinero, 1987), et le caractère cylindrique de la propagation proche de la source, avec un rayon de courbure trop petit pour être approximé par une onde plane (Zywicki, 1999). Pour éviter les effets de champ proche, Stokoe *et al.*, 1994 recommandent de ne pas considérer les longueurs d'onde supérieures à 2 fois la distance  $x_1$  entre source et premier récepteur :  $\lambda_{\max}=2.x_1$ . En utilisant des acquisitions en profils linéaires où la distance entre la source et le premier récepteur est égale à l'espacement entre capteurs, O'Neill, 2004 recommande de se limiter à une longueur d'onde maximale:  $\lambda_{\max} = 0.4 L$  avec  $L$  la longueur du profil

Une fois obtenue la courbe de dispersion  $V_R(f)$ , la dernière étape de l'interprétation, consiste à inverser les courbes de dispersion pour obtenir à une courbe  $V_S(z)$ , où  $z$  est la profondeur. Cette inversion peut être réalisée à partir de méthodes linéarisées (Socco *et Strobbia*, 2004) ou de méthodes de recherche directe comme l'algorithme de voisinage (Wathelet, 2008).

### Sismique réfraction

La sismique réfraction est une méthode couramment utilisée en géologie de l'ingénieur, qui permet de déterminer la profondeur du substratum, de caractériser les terrains de fondations, de déterminer la présence d'une nappe dans un sol granulaire et de mesurer des propriétés dynamiques des formations géologiques (Jongmans, 1991). Cette technique consiste à générer des vibrations en produisant un choc (à l'aide d'un marteau dans notre travail), dont on étudie la propagation par des géophones (verticaux en ondes P et horizontaux en ondes SH). Cette méthode de sismique réfraction s'intéresse aux premières arrivées et mesure le temps que mettent les ondes sismiques les plus rapides pour arriver aux géophones. Le pointé du temps des premières arrivées sur chaque signal permet de tracer le diagramme temps de propagation–distance (dromochronique). A partir de ces données, on peut obtenir des informations sur la géométrie et les vitesses des différentes couches rencontrées. La Figure 1. 23 présente le cas d'une structure horizontale bicouche dont la dromochronique se présente sous la forme de deux droites dont la pente est inversement proportionnelle à la vitesse de propagation dans chacun des deux terrains (Kearey *et al.*, 2002). Dans le cas d'interfaces planes inclinées, on procède à la réalisation de tirs allé et retour.

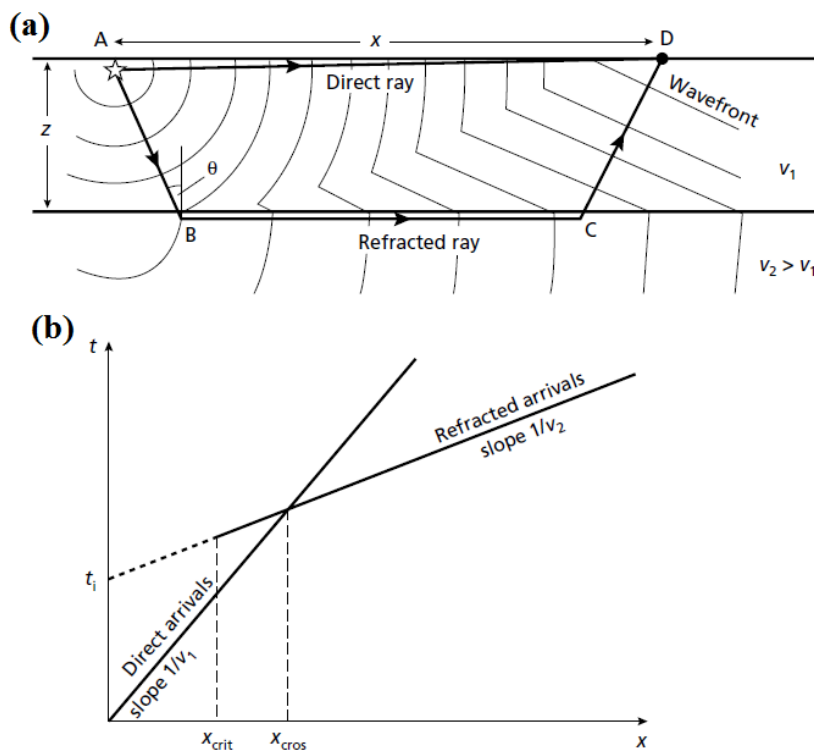


Figure 1. 23: Méthode sismique réfraction. (a) représentation des ondes directes AD et réfractées ABCD dans le cas d'une couche surmontant un milieu plus rapide. (b) Dromochronique correspondante (Kearey *et al.*, 2002).

La méthode sismique réfraction est affectée par un certain nombre de limites. Basée sur l'hypothèse d'une augmentation de la vitesse avec la profondeur, elle ne permet pas d'imager certaines couches cachées (Kearey *et al.*, 2002 ; Figure 1. 24). Celles-ci sont soit une couche à vitesse plus lente qui n'engendre pas d'ondes coniques à son interface supérieure, soit une

couche mince de faible épaisseur pour laquelle l'onde réfractée arrive après celle se propageant dans la couche inférieure.

D'autre part, dans sa version la plus simple, la sismique réfraction suppose des interfaces planes inclinées. Cette hypothèse peut être très simplificatrice en pratique, et plusieurs auteurs ont proposé des améliorations afin de détecter la présence d'interfaces irrégulières (méthodes de retard). On peut citer la méthode du plus/minus (Hagedoorn, 1958) ou la méthode générale réciproque (GRM, Palmer, 1981), qui permettent la cartographie de la géométrie des réfracteurs les plus profonds, en estimant les vitesses moyennes de chacune des couches supérieures.

Enfin, les couches peuvent ne pas être homogènes et être affectées par des variations latérales de faciès, se traduisant par des vitesses sismiques non-homogènes. La tomographie par sismique réfraction peut alors être utilisée pour imaginer le milieu mais aux prix d'un grand nombre de tirs et du pointé de nombreux signaux (Jongmans et al., 2010).

La sismique réfraction, initialement développée pour les ondes P (Kearey et al., 2002), peut également être utilisée pour déterminer la vitesse des ondes S, moyennant une hypothèse d'un milieu de géométrie cylindrique (cas SH). Pour l'acquisition, on utilise des géophones horizontaux positionnés perpendiculairement au profil et une source horizontale génératrice d'onde SH. Celle-ci peut être par exemple une poutre en bois ou en métal suffisamment chargée (Hunter et al., 2002). La soustraction des signaux générés en frappant de chaque côté de la poutre permet de supprimer d'éventuelles ondes P. Dans les sols,  $V_p$  augmente avec la compacité et la présence d'eau tandis que  $V_s$  n'est sensible qu'à une augmentation de la compacité. La mesure simultanée de  $V_p$  et  $V_s$  permet donc d'obtenir les deux informations.

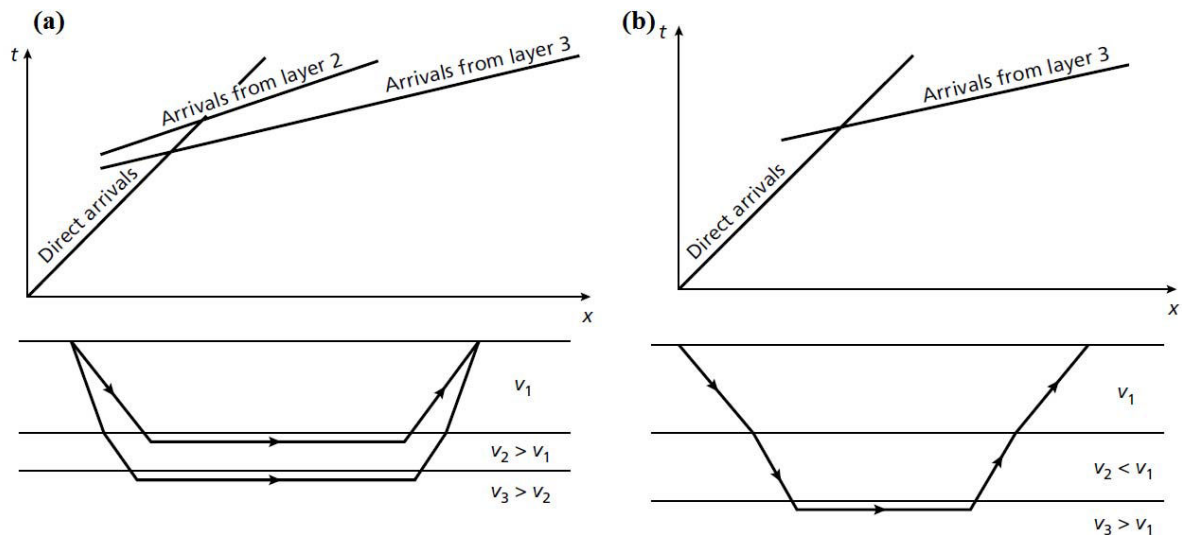


Figure 1. 24: Le problème de la couche cachée en sismique réfraction. (a) une couche mince n'apparaissent pas sur la dromochronique. (b) une couche à vitesse plus lente n'engendrent pas d'ondes coniques. (Kearey et al., 2002).

### 1.3.3.3 La sismique passive (stations ponctuelle ou en réseaux)

En génie parasismique, les méthodes basées sur l'enregistrement des vibrations sismiques ambiantes sont de plus en plus utilisées, en raison de leur faible coût et de leur facilité de mise en œuvre en milieu urbain (Bard *et al.*, 2010). Les vibrations ambiantes ont pour origine toute sollicitation, autre qu'un séisme, qui génère des vibrations dans le sol. Ces vibrations ambiantes, non perceptibles, sont d'origine anthropique (circulation, machines, ventilations, etc...) ou naturelle (vent, écoulements fluides, activité océanique, ...) selon les gammes de fréquences considérées (Tableau 1. 3). Les méthodes basées sur l'enregistrement de bruit ambiant sont utilisées pour mesurer la fréquence de résonance et la structure en ondes de cisaillement des terrains de couverture.

Tableau 1. 3: Origine du bruit de fond en fonction de la fréquence d'après Bonnefoy-Claudet, 2004.

Fréquence	Origine
$\leq$ à 1 Hz	Naturelle (océan, conditions météorologiques à grande échelle)
1 à 5 Hz	Naturelle (conditions météorologiques locales) et Anthropique (urbaines)
$\geq$ à 5 Hz	Anthropique (activités humaines)

#### Méthode H/V

Cette technique, proposée au Japon il y a plus de 20 ans (Nogoshi et Igarashi, 1971; Nakamura, 1989) consiste à mesurer les vibrations ambiantes avec des capteurs sismologiques de trois composantes afin d'enregistrer le mouvement du sol dans les trois directions (deux horizontales et une verticale), puis à comparer leur contenu fréquentiel en effectuant le rapport "H/V" des spectres de Fourier des composantes horizontales (H) et verticales (V) comme indiqué sur la Figure 1. 25. Les études expérimentales (par exemple, Haghshenas *et al.*, 2008) et numérique (Lachet et Bard, 1994 ; Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006 ; Lunedei et Albarello, 2010) montrent que, pour des sites "mous", c'est-à-dire à faibles caractéristiques mécaniques reposant sur un substratum beaucoup plus rigide, comme du rocher, ce rapport H/V présente un pic marqué à une fréquence  $f_0$ , appelé "fréquence de résonance fondamentale du site", qui est reliée à l'épaisseur des matériaux "mous" et à leur rigidité (Bard, 1999). La formule de base  $f_0 = Vs/4h$ , où  $Vs$  est la vitesse moyenne des ondes de cisaillement S dans les sédiments et  $h$  leur épaisseur, indique que cette fréquence sera d'autant plus basse que les matériaux seront moins rigides (faible vitesse des ondes S) ou épais. Cette méthode a donc l'avantage d'être très simple et très facile à mettre en œuvre, tout en procurant un indicateur combiné de la rigidité et l'épaisseur des matériaux de surface. Cette méthode est particulièrement efficace lorsque la structure du sol est 1D et le contraste d'impédance entre les sédiments et le substratum rocheux est suffisamment important ( $> 3$ ). Par contre, l'interprétation des rapports H/V s'avère plus délicate dans le cas de faible contraste d'impédance ou de structures géologiques 2D/3D (Uebayashi, 2003 ;Guillier *et al.*, 2006 et Le Roux *et al.*, 2012).



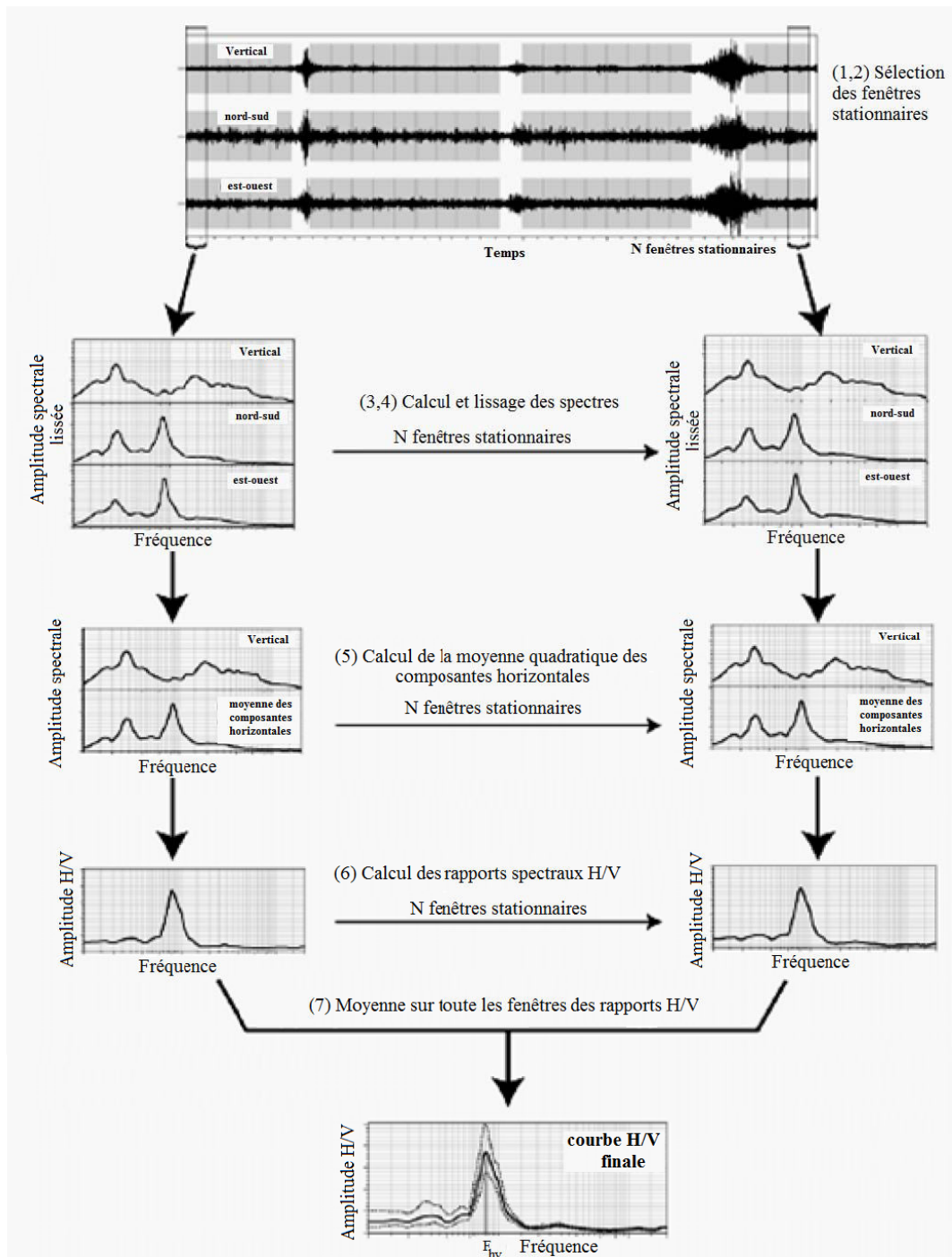


Figure 1. 25: Les différentes étapes du calcul du rapport H/V d'après Bonnefoy-Claudet, 2004.

Le calcul du rapport H/V comporte les étapes suivantes (Figure 1. 25):

1. Sélection des trois composantes (verticale V, nord-sud N et est-ouest E) d'un signal de bruit de fond sismique ;
2. Recherche des  $N_i$  fenêtres stationnaires (d'une durée de 30 secondes) simultanément sur les trois composantes, par un critère d'anti-déclenchement de type LTA/STA (Long Term Average / Short Term Average);
3. Calcul des spectres de Fourier en amplitude de chaque composante V, N et E sur chacune des  $N_i$  fenêtres;



4. Lissage des spectres, pour chaque fenêtre  $N_i$ , suivant la fonction de lissage proposée par [Konno et Ohmachi, 1998](#) avec un paramètre de lissage  $b$  égal à 40 ;
5. Calcul de la moyenne quadratique des spectres horizontaux lissés (composantes N et E) pour chaque fenêtre  $N_i$ ;
6. Calcul des rapports spectraux H/V pour chaque fenêtre  $N_i$ ;
7. Calcul du rapport H/V moyen et des valeurs minimales et maximales en faisant la moyenne géométrique des rapports spectraux H/V obtenus aux fenêtres  $N_i$ .

### Réseau sismique (2D)

Cette méthode, initiée et utilisée depuis plusieurs dizaines d'années au Japon, consiste à enregistrer de manière synchrone le bruit de fond sismique sur un réseau 2D de capteurs sismologiques. Le bruit de fond sismique étant composé principalement d'ondes de surface, les techniques de traitement appliquées aux signaux enregistrés permettent d'extraire les propriétés dispersives des ondes de surface (courbes de dispersion). Trois techniques principales sont utilisées pour analyser les données des signaux: la méthode fréquence - nombre d'ondes FK ([Lacoss et al., 1969](#)), la méthode fréquence - nombre d'ondes à haute résolution HRFK ([Capon, 1969](#)) et la technique d'auto-corrélation spatiale SPAC proposée par [Aki, 1957](#) ou dans ces différentes extensions : méthode MSPAC ([Bettig et al., 2001](#)), ESAC ([Oho et al., 2002](#)), MMSPAC ([Asten et al., 2004](#)). Les analyses en réseau sismique effectuées dans cette thèse ont été réalisées avec le logiciel Geopsy ([Wathelet et al., 2008](#) ; [www.geopsy.org](http://www.geopsy.org)).

### Analyse FK (Fréquence – nombre d'onde)

Cette analyse s'effectue dans le domaine fréquentiel. L'idée de base ("beam-forming") est de sommer l'énergie se propageant suivant un nombre d'onde particulier  $k$  et de retenir les azimuts et vitesse de phase produisant les énergies maximales ([Cadet, 2008](#)).

Les principales étapes de traitement pour la méthode fréquence – nombre d'onde sont :

- 1- découpage des séries temporelles (composante verticale uniquement) en fenêtres ;
- 2- calcul des spectres fréquence-nombre d'ondes pour chaque fenêtre;
- 3- pour chaque fenêtre et chaque fréquence  $f$ , une valeur de vitesse de phase est mesurée à partir du nombre d'ondes  $k$  maximisant l'énergie dans l'espace des nombres d'ondes et en utilisant la relation  $k = \frac{2\pi f}{c}$  avec  $c$  la vitesse de phase;
- 4- pour chaque fréquence, l'histogramme des vitesses de phase estimées est construit et une statistique est réalisée afin d'estimer la vitesse de phase moyenne et l'écart-type. Par suite, on obtient la courbe de dispersion et l'incertitude associée en représentant, à chaque fréquence, l'histogramme des valeurs des vitesses de phase mesurées sur toutes les fenêtres temporelles (après suppression des points aberrants pour obtenir une distribution proche d'une distribution normale, Figure 1. 26).

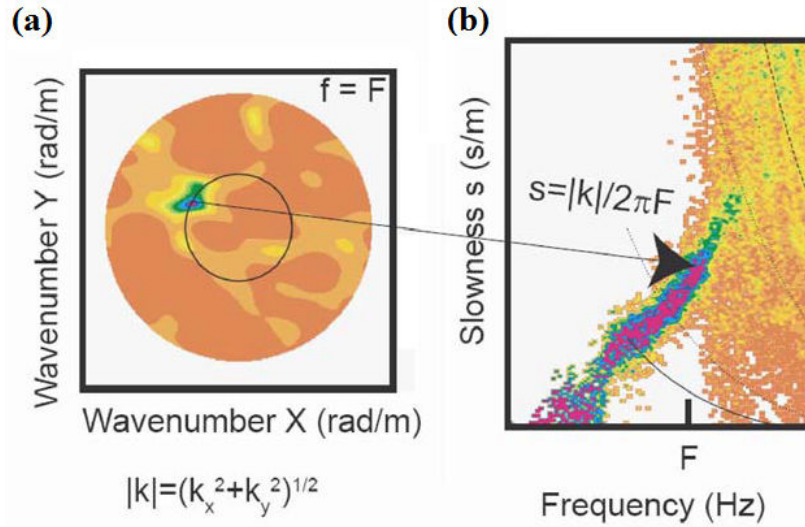


Figure 1. 26: Traitement de vibrations ambiantes: la méthode FK. (a) distribution de l'énergie dans le domaine des nombres d'ondes ( $k_x, k_y$ ) pour une fenêtre de temps et une fréquence  $F$  donnée. (b) Histogramme des valeurs de lenteur estimées à chaque fréquence pour toutes les fenêtres temporelles d'analyse. Sur ce graphique, les couleurs magenta et jaune représentent, respectivement, la forte et faible densité de probabilité. Les traits noirs indiquent les limites de résolution du réseau :  $\frac{k_{min}}{2}$ ,  $k_{min}$ ,  $\frac{k_{max}}{2}$ ,  $k_{max}$ . Les phénomènes d'aliasing sont visibles à partir de la fréquence  $F$  (Ornberger et al., 2010).

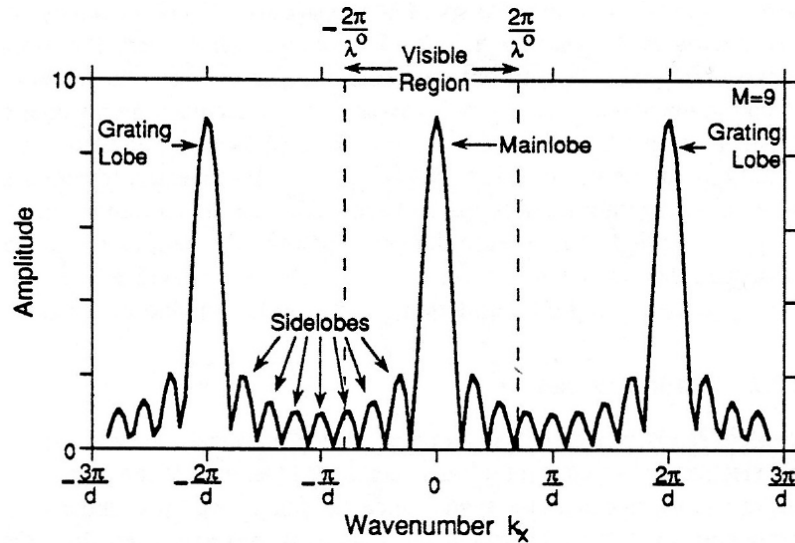


Figure 1. 27: Réponse du réseau pour un réseau unidimensionnel (linéaire) composé de 9 capteurs espacés d'une distance  $d$  (Ornberger et al., 2010).

Le nombre de capteurs et l'ouverture du réseau contrôlent les longueurs d'ondes mesurables : les plus petites distances inter-station permettent de bien échantillonner les petites longueurs d'ondes (et donc les hautes fréquences) tandis que de grandes ouvertures de réseau permettent d'échantillonner les plus grandes longueurs d'ondes (et donc les basses fréquences). Les capacités d'échantillonnage spatial d'un réseau dépendent donc essentiellement du nombre de capteurs, des distances inter-capteurs minimales et de l'ouverture du réseau.

Ces capacités sont reliées aux limites de résolution et d'aliasing d'un réseau. Pour les déterminer, on s'intéresse à la réponse théorique du réseau dans le domaine fréquence - nombre d'onde, appelée aussi fonction de transfert du réseau. Cette fonction de transfert est la réponse du réseau à une onde plane verticalement incidente (de telle sorte que tous les signaux sont en phase en même temps, ce qui correspond à une vitesse de propagation apparente infinie). La réponse du réseau est entièrement déterminée par le nombre et la position des capteurs du réseau.

Dans le cas de réseaux 1D (linéaire) et d'après le théorème de l'échantillonnage, le nombre d'ondes de Nyquist est  $k_{max/2} = \frac{\pi}{d}$ ,  $d$  étant la distance inter-capteur (Figure 1. 26). Pour la recherche des nombres d'ondes maximisant l'énergie du spectre FK, il est donc prudent de se limiter à une zone réduite dans l'espace des nombres d'onde, et donc à choisir un nombre d'onde maximal  $k_{max/2}$  comme limite d'aliasing. Dans le cas de réseaux 2D, la limite d'aliasing dépend non seulement de la distance minimale entre deux capteurs mais aussi de la distribution spatiale des capteurs selon les différents azimuts à échantillonner. Il n'est alors pas simple de définir une limite d'aliasing stricte. En pratique, les biais de mesure liés aux phénomènes d'aliasing sont très identifiables sur les histogrammes des valeurs de vitesse (ou lenteur) en fonction de la fréquence (Figure 1. 26).

La résolution du réseau correspond à la capacité du réseau à séparer des ondes ayant des nombres d'ondes relativement proches; elle est donc reliée à la largeur du pic central à mi-hauteur (Figure 1. 26), elle-même reliée à l'ouverture maximale du réseau (Asten et Henstridge, 1984). Pour les méthodes FK, la résolution du réseau est donnée par  $k_{min} = \frac{2\pi}{L}$ , avec  $L$ , l'ouverture du réseau. Les vitesses correspondant à des nombres d'onde inférieurs à  $k_{min}$  surestimeront les vitesses de phase réelles du milieu (Cornou et al., 2006 ; Wathelet et al., 2008).

### Analyse Haute Résolution FK (HRFK)

La méthode HRFK est basée sur le même principe que la méthode FK, mais à chaque itération, les poids donnés à chacun des capteurs sont adaptés de manière à minimiser l'énergie portée par des nombres d'ondes différents de celui en considération (Capon, 1969). Ceci permet de mieux séparer deux ondes se propageant à des nombres d'ondes proches que l'analyse FK classique. Le retour d'expérience montre que le pouvoir de résolution de la méthode HRFK est de l'ordre de  $\frac{k_{min}}{2}$  voire  $\frac{k_{min}}{3}$  (Cornou et al., 2006 ; Wathelet et al., 2008).

### Analyse SPAC (Spatial Auto Correlation)

Cette méthode a été développée par Aki, 1957. L'hypothèse de base de cette méthode est de considérer que le bruit ambiant est constitué principalement d'ondes de surface, à front d'onde localement plan, stationnaires en temps et en espace, et présentant une distribution azimutale isotrope. Les sources du bruit sont donc supposées venir indifféremment de toutes les directions (Cadet, 2008).

La méthode d'autocorrélation spatiale est basée sur la mesure de la corrélation entre deux les signaux et les variations des coefficients de corrélation avec la distance et la fréquence. L'auto-corrélation spatiale est définie pour chaque pulsation  $w_0$  par la moyenne azimutale  $\bar{\rho}$  des coefficients de corrélation  $\rho(r, w_0)$  entre des stations situées sur un cercle de rayon  $r$ , et une station au centre de ce cercle. Cette auto-corrélation spatiale a la forme d'une fonction de Bessel d'ordre zéro définie par :

$$\bar{\rho}(r, w_0) = J_0 \left( \frac{w_0 r}{c(w_0)} \right) \quad \text{Eq: 1. 6}$$

Où  $c$  est la vitesse de l'onde.

La méthode SPAC requiert, dans sa formulation, de disposer les capteurs sismologiques le long d'un cercle et au centre de ce cercle. Bettig et al., 2001 ont généralisé la méthode SPAC à des configurations d'acquisition quelconque. C'est cette dernière technique (MSPAC) que nous avons utilisé.

Pour la méthode MSPAC, les étapes comportent:

- 1- construction d'un réseau conjoint (appelé « co-array») où sont reportées les distances entre les différentes paires de capteurs et les directions azimutales associées ;
- 2- à partir de ce nouveau réseau, sélection des anneaux comportant des distances entre paires de capteurs similaires ;
- 3- découpage des séries temporelles (composante verticale uniquement) en fenêtres ;
- 4- calcul des coefficients d'autocorrélation spatiale pour chaque fenêtre, chaque fréquence et chaque anneau ;
- 5- calcul des coefficients d'autocorrélation spatiale moyens pour chaque fréquence et chaque anneau ;
- 6- calcul des vitesses de phase correspondant aux valeurs d'autocorrélations mesurées.

#### 1.3.3.4 Inversion des ondes de surface

Les méthodes FK et SPAC permettent d'obtenir des courbes de dispersion entre la fréquence de résonance du site et 20-30 Hz (Wathelet et al., 2008 ; Endrun et al., 2010 ). Les courbes de dispersion obtenues avec les méthodes fréquence-nombre d'onde et/ou d'autocorrélation spatiale sont souvent complétées, à haute fréquence, par les courbes de dispersion extraites des expériences de sismique active de manière à obtenir une courbe de dispersion large bande (Bard et al., 2010 ; Foti et al., 2011). L'algorithme d'inversion comprend la comparaison des courbes de dispersion générées à partir de modèles théoriques avec la courbe expérimentale obtenue, l'accord entre données théoriques et expérimentales étant donnée par la valeur de *misfit*. Il existe différents algorithmes d'inversion des ondes de surface : les méthodes itératives basées sur le calcul des gradients et celles basées sur une recherche stochastique (Foti et al., 2011). Dans cette thèse, nous avons utilisé une méthode stochastique, l'algorithme de voisinage, proposée par Sambrige, 1999 et modifiée par Wathelet et al., 2008 et implémenté dans le logiciel Geopsy.

Cette méthode consiste à définir un maillage multidimensionnel de l'espace des paramètres ( $V_s$ ,  $V_p$ , densité, épaisseur des couches) de manière à délimiter les zones à plus fort potentiel de « bonnes » solutions. Les « bonnes » solutions sont les jeux de paramètres qui reproduisent au mieux la courbe de dispersion observée. Au fur et à mesure que l'inversion progresse, le maillage est constamment adapté, la courbe de dispersion expérimentale est de mieux en mieux reproduite et parallèlement l'échantillonnage autour des zones de solutions est de plus en plus dense. Une bonne adéquation entre la courbe expérimentale et théorique est quantifiée par une valeur de « *misfit* » faible. Le *misfit* est normalisé par rapport aux écart-type expérimentaux de telle sorte qu'une valeur de 1 corresponde à une déviation moyenne (RMS, en fonction de la fréquence) d'un écart-type par rapport à la moyenne expérimentale.

Un *misfit* faible peut parfois cacher des écarts non négligeables entre vitesses de phase théorique et expérimentale à certaines fréquences. Par ailleurs, l'inversion de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh ne fournit pas une solution unique: il dépend du choix du nombre de couches, des valeurs des gammes de vitesse dans chaque couche, de l'épaisseur des couches, de l'identification modes d'ondes de surface ... etc (Renalier et al., 2010).

C'est pour cette raison que les inversions présentées dans cette thèse utilisent une autre définition du *misfit*. Si l'écart entre les courbes expérimentale et théorique est plus grand que l'écart-type expérimental ne fût que pour une seule fréquence, la valeur du *misfit* est supérieure à 1. Dans le cas contraire, le *misfit* vaut 1 quelle que soit la distance entre les deux courbes. Cette définition, introduite par Lomax et Snieder, 1994 et appliquée par Souriau et al., 2011) annule les effets dus à l'ajustement de tous les détails non significatifs. Les solutions avec un *misfit* de 1 sont dites « acceptables ».

#### 1.3.3.5 Les essais sismiques en forage

Les techniques de sismique en forage les plus utilisées sont l'up-hole (le capteur est placé à la surface et la source en profondeur dans le forage), le down-hole (la source est placée en surface et les récepteurs dans le forage) ou le cross-hole (la source est placée dans un forage et le récepteur dans un autre forage, à la même profondeur).

A partir de ces essais, on peut estimer le profil de vitesse des ondes P ou S. Dans les deux essais up-hole et down-hole, la mesure des vitesses de propagation est faite verticalement le long du forage, tandis que les essais cross-hole mesurent les vitesses pour une propagation horizontale (Renalier et al., 2010). En réalisant ces deux types de mesure, il est possible de détecter des valeurs de vitesse différentes entre les directions verticale et horizontale, résultant d'un effet d'anisotropie de vitesses (Graham et Houlby, 1983).

Dans le cas de l'essai down-hole qui a été utilisé dans cette thèse, chaque capteur enregistre en fonction de la profondeur les temps d'arrivée des ondes P et S (Figure 1. 28). On obtient des segments de droite dont les pentes sont égales aux vitesses de propagation. Les valeurs obtenues dans cet essai correspondent aux caractéristiques du terrain au voisinage du forage pour une direction verticale de propagation d'onde (Reiffsteck et al., 2012).

Théoriquement, avec un espacement vertical suffisamment petit des récepteurs, il est possible de détecter des couches de plus faibles caractéristiques (les zones à moindre vitesse), même si celles-ci sont incluses entre deux couches résistantes (Reiffsteck et al., 2012).

Enfin, dans le cas de couches fortement inclinées, des ondes coniques apparaissent comme premières arrivées et les diagrammes temps-profondeur deviennent difficiles à interpréter. La source est alors parfois éloignée à différentes distances du forage pour obtenir des données supplémentaires sur la géométrie des couches (Jongmans, 1991).

Malgré un coût qui peut être important pour des forages profonds, ces techniques restent la référence dans le milieu du génie civil (Renalier et al., 2010).

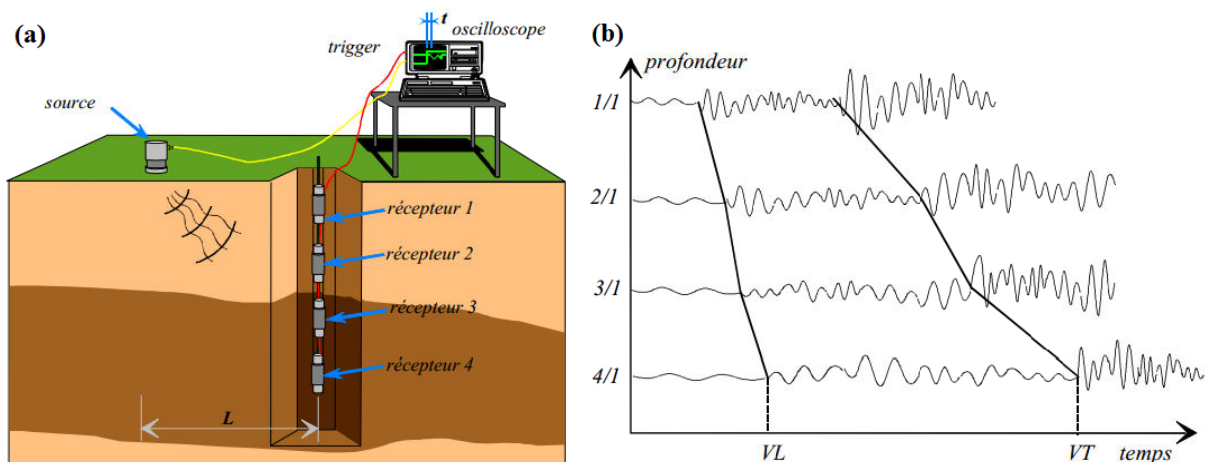


Figure 1. 28: Exemple de (a) disposition des appareils et (b) d'enregistrement d'un essai down-hole (Reiffsteck et al., 2012).

### 1.3.4 Les essais géotechniques

Les études géotechniques sont effectuées pour évaluer les conditions géologiques et géotechniques qui affectent la sécurité, le coût, la conception et l'exécution d'un projet d'ingénierie proposé. En d'autres termes, la géotechnique est l'étude de l'adaptation des ouvrages humains aux sols et roches formant le terrain naturel. La reconnaissance des sols permet d'appréhender les problèmes qui peuvent se poser lors de l'étude d'un projet de construction ou lors de l'expertise de sinistres. La reconnaissance des propriétés d'un terrain constitue le lien entre la cause d'un sinistre et les remèdes que l'on se propose de mettre en place.

Il existe deux catégories principales de moyens de reconnaissances géotechniques:

1. Les méthodes de mesure "en laboratoire "
2. Les méthodes de mesure "*in situ* "

L'étude des problèmes de géotechnique fait appel à la fois aux essais en laboratoire et aux essais sur site. Aucun essai n'est universel pour fournir les caractéristiques complètes d'un sol. Il est donc recommandé de croiser les essais *in situ* et de laboratoire pour déterminer



des valeurs caractéristiques aussi fiables que possible par des approches différentes (Plumelle, 2013). Dans les études récentes, on combine aussi les essais géotechniques avec les essais géophysiques.

#### 1.3.4.1 Les essais en laboratoire

Les principaux essais de laboratoire peuvent être classés (d'après Das et Sobhan, 2013) en:

##### Essais d'identification des sols

Ces essais, généralement simples, sont destinés à décrire et à identifier les sols, à les classer et à apprécier leur état. Ils comprennent :

- a) L'analyse granulométrique
- b) La détermination des limites d'Atterberg

##### Essais de résistance mécanique

Ces essais ont pour objet de déterminer la résistance des sols au cisaillement ; les plus utilisés sont :

- a) L'essai de cisaillement à la boîte de Casagrande
- b) L'essai de compression triaxiale
- c) L'essai de compression simple.

##### Essais de compressibilité

Les essais de compressibilité ont pour objet de mesurer les variations de volume d'un échantillon de sol placé dans un champ de contrainte uniforme avec possibilité de drainage. Lorsque l'échantillon de sol intact est saturé, que les déformations latérales sont empêchées et que le drainage n'est possible que par les faces inférieure et supérieure de l'échantillon, l'essai de compressibilité est dit œdométrique.

##### Essais de compactage

Les essais de compactage sont des essais conventionnels qui ont pour but d'étudier l'influence de la teneur en eau d'un échantillon soumis à une énergie de compactage déterminée. Il existe deux types d'essai d'usage courant : l'essai Proctor normal et Proctor modifié.

Dans le cadre de cette étude, on ne s'intéresse qu'aux essais d'**identification du sol**.

#### Essais d'identification des sols

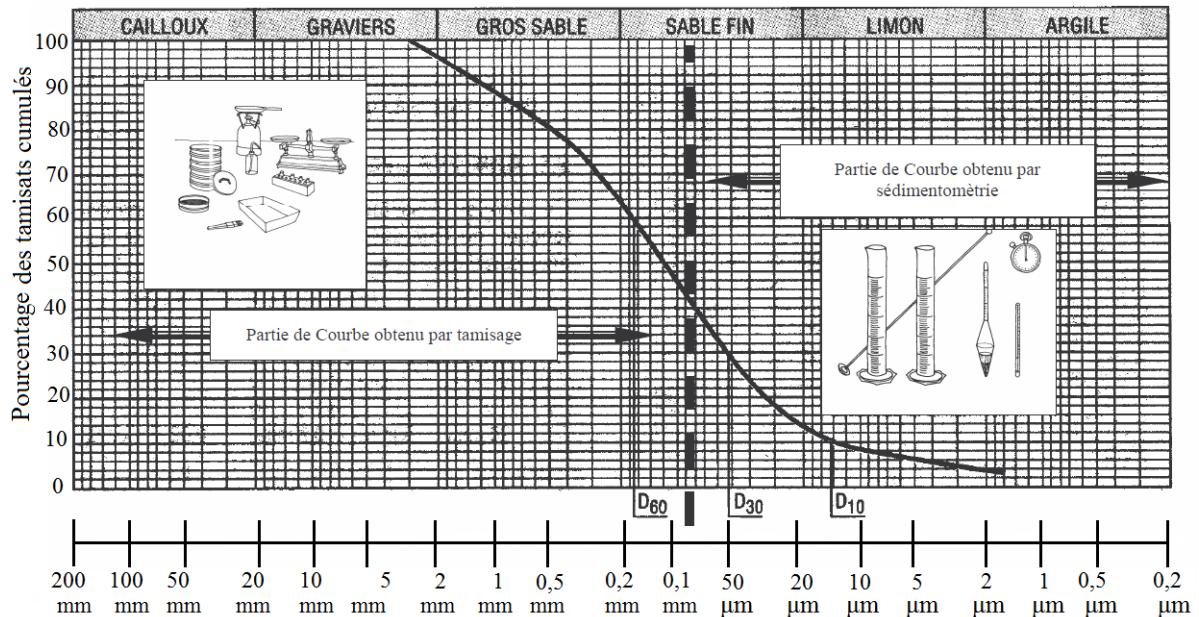
Les paramètres de nature du sol se rapportent à des caractéristiques intrinsèques qui ne varient pratiquement pas dans le temps à l'échelle de la durée de vie des ouvrages

##### 1. Analyse granulométrique



Celle-ci permet de déterminer la distribution dimensionnelle en poids des éléments d'un matériau. Deux types de tests existent selon les dimensions des grains (Plumelle, 2013):

- Essai de tamisage pour les grains de dimensions supérieures à 80µm. Cet essai se fait en utilisant une série de tamis. L'échantillon de sol doit être lavé et séché avant tamisage,
- Essai de sédimentométrie pour les sols fins dont les grains sont de dimensions inférieures ou égales à 80µm.



Cette analyse est représentée par une « courbe granulométrique » qui donne la répartition de la dimension moyenne des grains, exprimée sous forme de pourcentage du poids total du matériau. Elle est tracée en diagramme semi- logarithmique avec :

- En abscisse, le logarithme de la dimension des ouvertures des tamis en valeurs décroissantes ;
- En ordonnée, le pourcentage, en poids du matériau total, de la fraction du sol dont les grains ont un diamètre moyen inférieur à celui de l'abscisse correspondante (passant).

La forme de la courbe granulométrique permet de préciser le degré d'étalement de la granulométrie ou encore son uniformité. Cette uniformité est exprimée par le coefficient d'uniformité ou coefficient de Hazen défini par le rapport :

$$C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad \text{Eq: 1. 7}$$

On définit également le coefficient de courbure :

$$C_c = \frac{D_{30}^2}{D_{10} \cdot D_{60}} \quad \text{Eq: 1. 8}$$

Avec  $D_y$  : dimension du tamis correspondant à y% de passants.

Ces coefficients sont donc immédiatement calculés à partir de la courbe granulométrique.

La méthode de sédimentation utilise le fait que, dans un milieu liquide au repos, la vitesse de décantation des particules fines est fonction de leur dimension. La loi de Stokes donne, dans le cas de grains sphériques de même masse volumique que les particules de sol, la relation entre le diamètre des particules de sol pour déterminer leurs diamètres équivalents (Plumelle, 2013), elle est exprimé par:

$$v = \frac{\rho_s - \rho_w}{18\eta} D^2 \quad \text{Eq: 1. 9}$$

Avec  $v$  : La vitesse des particules du sol

$\rho_s$ : La densité de particules de sol

$\rho_w$ : La densité de l'eau

$\eta$  : La viscosité de l'eau

## 2. Essais de consistance : limites d'Atterberg

Les limites d'Atterberg sont déterminées uniquement pour les éléments fins d'un sol (fraction passant au tamis de 0.4 mm), car ce sont les seuls éléments sur lesquels l'eau agit en modifiant la consistance du sol. L'essai consiste donc à faire varier la teneur en eau de cette fraction de sol et en observer sa consistance (Plumelle, 2013). Selon la teneur en eau, le sol se comportera comme un solide, un matériau plastique (capable de se déformer beaucoup sans casser) ou un liquide. On détermine plus particulièrement les valeurs suivantes :

La limite de plasticité ( $w_p$ ) est définie comme la teneur en eau d'un sol qui a perdu sa plasticité et se fissure en se déformant lorsqu'il est soumis à de faibles charges. Cette limite sépare l'état plastique de l'état semi-solide pour laquelle un rouleau de sol de 3 mm de diamètres et de 100 mm de longueur se fissure ou s'émiette.

La limite de liquidité ( $w_L$ ) est la teneur en eau qui sépare l'état liquide de l'état plastique. Elle est déterminée soit à la coupelle de Casagrande (méthode alternative), soit au pénétromètre à cône (méthode de référence). La première méthode consiste à déterminer la teneur en eau pour laquelle une entaille pratiquée dans l'échantillon se referme de 10 mm sous 25 coups appliqués à vitesse normalisée. Le principe de la deuxième est de déterminer la teneur en eau pour laquelle le cône s'enfonce de 20 mm.

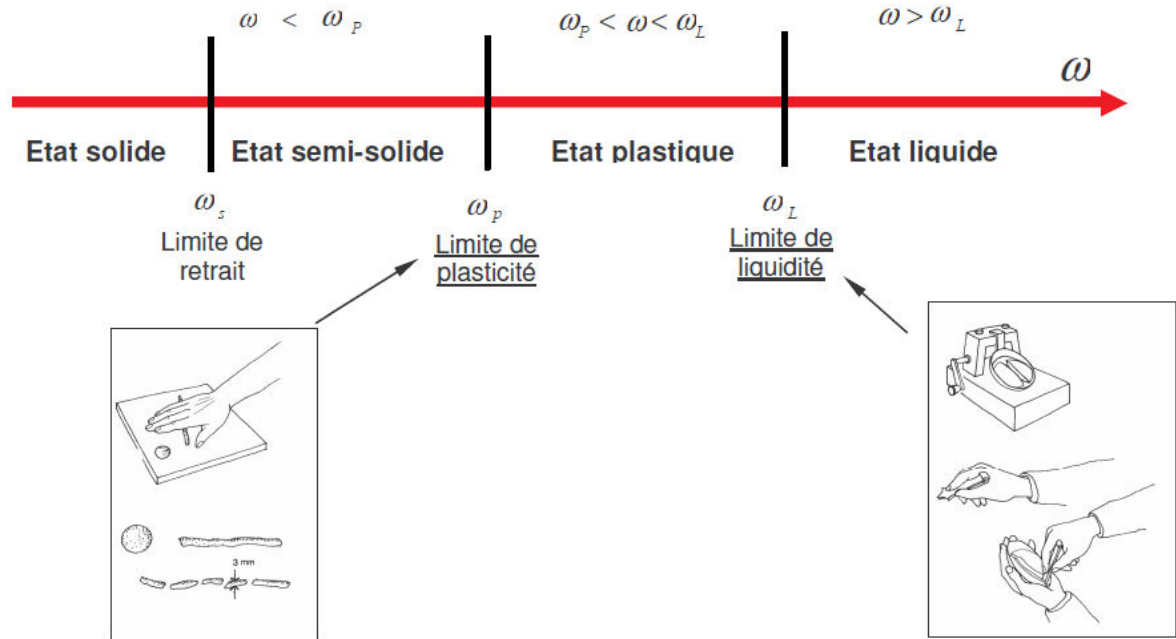


Figure 1. 30: Etats de consistance d'un sol. (Touchani et Callaud, 2003)

### 3. Classifications du sol

Symbol	G	S	M	C	O	Pt	H	L	W	P
Description	Gravel	Sand	Silt	Clay	Organic silts and clay	Peat and highly organic soils	High plasticity	Low plasticity	Well graded	Poorly graded
								Soil classification		
Criteria for assigning group symbols and group names using laboratory tests <sup>a</sup>								Group symbol	Group name <sup>b</sup>	
Coarse-grained soils More than 50% retained on No. 200 sieve	Gravels More than 50% of coarse fraction retained on No. 4 sieve	Clean Gravels Less than 5% fines <sup>c</sup>	$C_u \geq 4$ and $1 \leq C_c \leq 3^e$		GW	Well-graded gravel <sup>f</sup>				
			$C_u < 4$ and/or $1 > C_c > 3^e$		GP	Poorly graded gravel <sup>f</sup>				
			Gravels with Fines More than 12% fines <sup>c</sup>		GM	Silty gravel <sup>f,g,h</sup>				
			Fines classify as CL or CH		GC	Clayey gravel <sup>f,g,h</sup>				
	Sands 50% or more of coarse fraction passes No. 4 sieve	Clean Sands Less than 5% fines <sup>d</sup>	$C_u \geq 6$ and $1 \leq C_c \leq 3^e$		SW	Well-graded sand <sup>i</sup>				
			$C_u < 6$ and/or $1 > C_c > 3^e$		SP	Poorly graded sand <sup>i</sup>				
			Sand with Fines More than 12% fines <sup>d</sup>		SM	Silty sand <sup>g,h,i</sup>				
			Fines classify as CL or CH		SC	Clayey sand <sup>g,h,i</sup>				
Fine-grained soils 50% or more passes the No. 200 sieve	Silts and Clays Liquid limit less than 50	Inorganic	$PI > 7$ and plots on or above “A” line <sup>j</sup>		CL	Lean clay <sup>k,l,m</sup>				
			$PI < 4$ or plots below “A” line <sup>j</sup>		ML	Silt <sup>k,l,m</sup>				
		Organic	Liquid limit—oven dried		OL	Organic clay <sup>k,l,m,n</sup>				
			Liquid limit—not dried $< 0.75$			Organic silt <sup>k,l,m,o</sup>				
	Silts and Clays Liquid limit 50 or more	Inorganic	$PI$ plots on or above “A” line		CH	Fat clay <sup>k,l,m</sup>				
			$PI$ plots below “A” line		MH	Elastic silt <sup>k,l,m</sup>				
		Organic	Liquid limit—oven dried		OH	Organic clay <sup>k,l,m,p</sup>				
			Liquid limit—not dried $< 0.75$			Organic silt <sup>k,l,m,q</sup>				
Highly organic soils	Primarily organic matter, dark in color, and organic odor								PT	Peat

Figure 1. 31: classification du sol suivant USCS (ASTM D2487-98) (Das et Sobhan, 2013).

Les systèmes de classification des sols se divisent en groupes de sols et sous-groupes basés sur les résultats de l'analyse granulométrique, et les limites d'Atterberg (limites de liquidité et de plasticité). Les deux principaux systèmes de classification actuellement en usage sont (1) the American Association of State Highway and Transportation Officials

(AASHTO) et (2) le système de classification des sols unifiée U.S.C.S (The Unified Soil Classification System). Le système de l'AASHTO est principalement utilisé pour la classification des sols de fondation pour les routes.

Dans cette thèse, on a utilisé la classification U.S.C.S (Figure 1. 31), initialement proposée par A. Casagrande en 1942 et ensuite révisée et adoptée par le Bureau of Reclamation États-Unis et l'US Army Corps of Engineers. Les symboles utilisés pour l'identification sont repris à la Figure 1. 31

#### 1.3.4.2 Les essais *in situ*

Les essais *in situ*, qui testent directement le sol, ne nécessitent pas de prise d'échantillons et fournissent une information continue (ou discrète à haute résolution) en fonction de la profondeur. De plus, ils sont moins chers que les essais de laboratoire qui nécessitent la réalisation d'un sondage carotté pour la prise d'échantillons si possibles intacts (Plumelle, 2013). Les essais en forage permettent d'accéder aux paramètres mécaniques, hydrauliques, physique, ainsi qu'au comportement d'ensemble des massifs de sols en interaction (Reiffsteck et al., 2012).

Par la suite, on présente rapidement les principales méthodes *in situ* et plus en détail la méthode *SPT*, qui est largement utilisée au Liban.

#### Essais mécaniques :

Les essais mécaniques permettent d'accéder plus particulièrement aux paramètres de résistance et de déformabilité des sols, ainsi qu'à la structure des couches rencontrées. Les principaux essais sont les suivants :

##### i) Essai de pénétration au cône statique (*CPT*)

Un essai au pénétromètre statique consiste à faire pénétrer dans le sol, à vitesse constante, une pointe conique standard portée par un train de tiges et à mesurer, de manière continue, la résistance à la pénétration du cône ( $q_c$ ) de la pointe et le frottement latéral sur le manchon ( $f_s$ ). On peut aussi éventuellement enregistrer l'effort total de fonçage  $Q_l$  et l'effort de frottement latéral local  $Q_s$  (Plumelle, 2013).

##### ii) Essai de pénétration au cône dynamique (*DPT*)

L'exécution d'un sondage au pénétromètre dynamique consiste à faire pénétrer dans le sol, par battage, une pointe métallique portée par un train de tiges et à mesurer à intervalles d'enfoncement réguliers l'énergie nécessaire correspondante (d'après revue française de géotechnique, numéro 22 ; Das, 2011). Deux pénétromètres dynamiques de reconnaissance, de type A et B, ont été normalisés. En accompagnant d'autres essais, les résultats du type A permettent d'évaluer la capacité portante de fondations, tandis que les résultats du type B permettent seulement d'orienter le choix de fondations (Plumelle, 2013).

##### iii) Essai de pénétration au carottier (*SPT*)

L'essai SPT est un essai permettant de déterminer la résistance à la pénétration dynamique d'un carottier normalisé battu en fond d'un forage préalable, et d'obtenir des échantillons remaniés du sol pour examen et identification. Cet essai se fait avec un matériel standard et suivant un processus normalisé. L'essai de pénétration au carottier s'applique aux sols fins et grenus dont la dimension moyenne des éléments ne dépasse pas 20 mm (Reiffsteck et al., 2012).

L'appareillage est composé d'un équipement de forage et de tenue de la paroi, d'un dispositif de battage, d'un train de tiges, d'un carottier et d'un système de mesures. L'équipement doit permettre de réaliser un trou de forage nettoyé avant l'insertion du carottier (Figure 1. 32) et doit garantir que l'essai de pénétration est réalisé dans un sol relativement peu remanié. Le mouton a une masse de 63.5 kg et une hauteur de chute de 0,76 m ; il tombe à une cadence de battage de 15 à 30 coups par minute. Le tube central du carottier est fendu pour faciliter l'extraction de l'échantillon de sol (Plumelle, 2013).

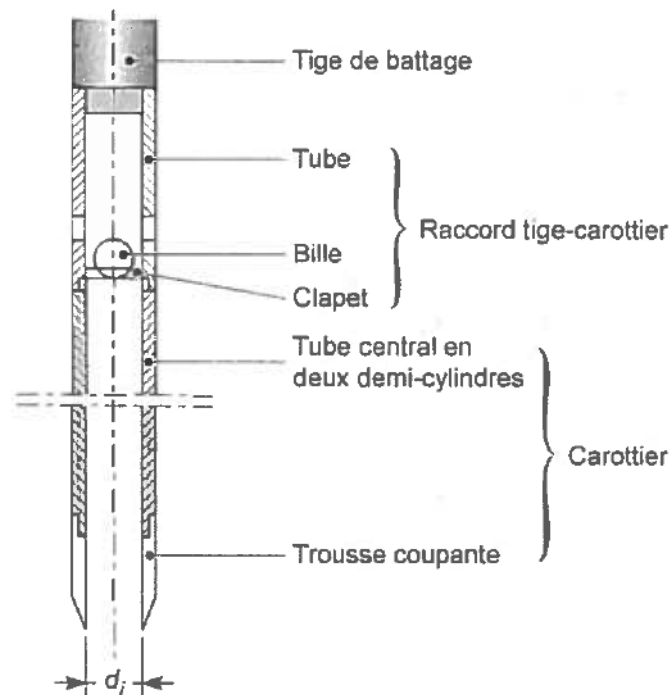


Figure 1. 32: Coupe du carottier SPT (Plumelle, 2013).

Lors de l'essai,  $N_0$  désigne le nombre de coups de mouton nécessaires pour un premier enfoncement du carottier de 15 cm appelé enfoncement d'amorçage. Le carottier est battu afin d'obtenir un enfoncement de 30 cm résultant de deux enfoncements successifs de 15 cm sous  $N_1$  puis  $N_2$  coups de mouton. L'essai est arrêté lorsqu'un nombre de coups supérieur à 50 est nécessaire pour obtenir un enfoncement de 15 cm. Toutefois dans la pratique anglo-saxonne, des nombres jusqu'à 100 sont possibles dans les sols raides et les roches tendres. Par convention, la résistance à la pénétration est caractérisée par «  $N_{SPT}$  », le nombre de coups de mouton correspondant à l'enfoncement d'essai :  $N_{spt} = N_1 + N_2$  (Reiffsteck et al., 2012).

Plusieurs facteurs influencent les résultats de l'essai, principalement en relation avec les pertes par frottement et la qualité de transfert de l'énergie du mouton au train de tige, ainsi qu'à l'état de contrainte au niveau de l'essai (Reiffsteck et al., (2012)) :

1. La taille de l'enclume et l'élanement du mouton.
2. Les dimensions des tiges et leur rigidité
3. Le poids des tiges
4. La géométrie du carottier
5. La vitesse d'application des coups
6. Le niveau de boue ou eau dans l'espace annulaire au-dessus du carottier vis-à-vis le niveau de la nappe dans les dépôts granulaires.

Tableau 1. 4: Facteurs de correction selon la norme EN ISO 22476-3

Facteur	Plage de variation	Terme	Correction
Niveau de contrainte	Sol normalement consolidé	$C_N$	$0.5 < \frac{200}{70 + \sigma'_v} < 1.7$
	Sol surconsolidé		$0.5 < \frac{179}{70 + \sigma'_v} < 1.7$
Taux d'énergie	Mouton annulaire	$C_E$	0.5 à 1
	Mouton élané		0.7 à 1.2
	Batteur automatique		0.8 à 1.3
Diamètre du forage	70 à 100 mm	$C_B$	1
	150 mm		1.05
	200 mm		1.15
Longueur des tiges	< 4 m	$C_R$	0.75
	4 à 6 m		0.85
	6 à 10 m		0.95
	>10 m		1
Carottier	sans jeu intérieur	$C_S$	1
	avec jeu intérieur		1.1 à 1.2

Pour un appareillage donné, le taux d'énergie délivré dépend du système de battage, du diamètre de forage et de la longueur des tiges (Reiffsteck et al., 2012). On considère que le système utilisé en Europe ou aux USA libère une énergie valant 60 % de l'énergie théorique. Il est suggéré de normaliser le nombre de coups en prenant comme base le paramètre  $(N_1)_{60}$  donné par la formule :

$$(N_1)_{60} = N_{SPT} \times C_N \times C_E \times C_B \times C_R \times C_S \quad \text{Eq: 1. 10}$$

Où les coefficients de correction sont donnés dans le Tableau 1. 4.



### Essais de cisaillement :

Les essais de cisaillement ont pour objectif d'atteindre les caractéristiques de résistance des sols en imposant une contrainte de cisaillement.

#### i) Essai scissométrique (*FVT*)

Un essai au scissomètre consiste à faire pénétrer dans un sol fin cohérent un moulinet à quatre pales orthogonales entre elles porté par un train de tiges, puis à cisailier ce sol autour de ces pales par une mise en rotation de ce moulinet (d'après [Das et Sobhan, 2013](#)).

Cet essai permet de mesurer un couple maximum de réponse «  $M_M$  » et un couple résiduel de réponse «  $M_R$  ». L'objectif est de mesurer en fonction de la profondeur, la cohésion des terrains fins cohérents, soit  $c_u$  si le terrain est saturé soit  $c_{uu}$  si le terrain est non saturé.

#### ii) Essai de cisaillement en forage (*BST*)

Il consiste à dilater dans un forage préalable, une sonde munie d'aspérités qui pénètrent dans le sol. La résistance au cisaillement du sol est mesurée lors de l'arrachement vertical de la sonde ([Reiffsteck et al., 2012](#)).

### Essais d'expansion

Les essais d'expansion sont des essais qui permettent de déterminer les modules de déformation d'un terrain dans un état plus ou moins proche de son état initial suivant le mode de mise en place. Malgré cet avantage, ils souffrent de plusieurs défauts : essais lourds, champ de contrainte non homogène. De plus, lors des essais, les conditions de drainage ne sont pas contrôlées ([Reiffsteck et al., 2012](#)).

#### i) Essai au pressiométrique Menard (*PMT*)

L'essai pressiométrique consiste à dilater radialement dans le sol une sonde cylindrique et à déterminer la relation entre la pression  $p$  appliquée sur le sol et le déplacement de la paroi de la sonde. Il peut être réalisé dans tous les types de sols, saturés ou non, y compris dans le rocher et les remblais. Il a été mis au point par Louis Menard au début des années 1960. Il a pour objectifs de mesurer les caractéristiques in situ du sol en petites déformations dans un domaine « pseudo-élastique » et à la rupture en grandes déformations ([Plumelle, 2013](#)).

#### ii) Essai pressiométrique autoforeur

L'essai au pressiomètre autoforeur est un essai de chargement du sol en place. Il consiste à dilater une sonde cylindrique dans le terrain ce qui permet de déterminer une relation pression-déformation ( $p, \frac{\Delta V}{V_0}$ ) ([Reiffsteck et al., 2012](#)).

L'équipement de la sonde pressiométrique autoforée par des capteurs de pression interstitielle permet de suivre la diminution des pressions interstitielles créées par l'autoforage

et de calculer les contraintes effectives. Après cette période de consolidation appelée relaxation, la contrainte appliquée sur la sonde est proche de la contrainte horizontale en place

## 1.4 Relations entre paramètres géophysiques et géotechniques

De nombreuses relations entre paramètres géotechniques et paramètres sismiques sont disponibles dans la littérature (Hamilton et Bachman, 1982; Nauroy et al., 1993). Par contre, on constate qu'il existe très peu d'approches visant à intégrer les données géotechniques et les propriétés électromagnétiques (résistivité électrique et permittivité). La résistivité électrique  $\rho$ , qui dépend principalement de la nature du sol et de la teneur en eau (Eq. : 1.2), semble généralement peu corrélée avec la résistance à la pénétration (Sudha et Israil, 2009). Des corrélations empiriques ont fréquemment été proposées entre  $V_s$  et la résistance en pointe  $q_c$  obtenue lors de l'essai pénétrométrique (Jaime et Romo, 1988 ; Baldi et al., 1989). Han et al., 1986 ont trouvé une relation entre  $V_s$  et  $V_p$  avec la cohésion ( $c$ ) et l'angle de frottement ( $\phi$ ).

Tableau 1. 5: Synthèse des corrélations existantes entre  $V_s$  et SPT- $N$

Auteurs	Tous les types de sol	Sables	Argiles
Ohba et Toriumi, 1970	$V_s = 84N^{0.31}$	---	---
Imai et Yoshimura, 1970	$V_s = 76N^{0.33}$	---	---
Fujiwara, 1972	$V_s = 92.1N^{0.337}$	---	---
Ohsaki et Iwasaki, 1973	$V_s = 82N^{0.39}$	---	---
Imai, 1977	$V_s = 91N^{0.337}$	$V_s = 80.6N^{0.331}$	$V_s = 80.2N^{0.292}$
Ohta et Goto, 1978	$V_s = 85.35N^{0.348}$	---	---
Seed et Idriss, 1981	$V_s = 61N^{0.5}$	---	---
Imai et Tonouchi, 1982	$V_s = 97N^{0.314}$	---	---
Sykora et Stokoe, 1983	---	$V_s = 100.5N^{0.29}$	---
Lee, 1990	---	$V_s = 57.4N^{0.49}$	$V_s = 114.43N^{0.31}$
Sisman, 1995	$V_s = 32.8N^{0.15}$	---	---
Iyisan, 1996	$V_s = 51.5N^{0.165}$	---	---
Jafari et al., 1997	$V_s = 22N^{0.85}$	---	---
Pitilakis et al., 1999	---	$V_s = 145(N_{60})^{0.178}$	$V_s = 132(N_{60})^{0.271}$
Kiku et al., 2001	$V_s = 68.3N^{0.292}$	---	---
Jafari et al., 2002	---	---	$V_s = 27N^{0.73}$
Jra, 1980	---	$V_s = 80N^{0.33}$	$V_s = 100N^{0.33}$
Hasancebi et Ulusay, 2007	$V_s = 90N^{0.308}$	$V_s = 90.82N^{0.319}$	$V_s = 97.89N^{0.269}$
Shibata, 1970	---	$V_s = 31.7N^{0.54}$	---
Ohta et al., 1972	---	$V_s = 87.2N^{0.36}$	---

Depuis 40 ans, de nombreux travaux ont étudié la relation entre  $V_s$  et la résistance à la pénétration  $N$  mesurée lors d'essais *SPT*. Bien qu'il soit préférable de déterminer  $V_s$  directement à partir de tests *in situ*, ces relations permettent de profiter des résultats géotechniques disponibles pour obtenir une estimation de  $V_s$ . Le Tableau 1. 5 reprend les relations ( $V_s$ -  $N$ ) proposées dans la littérature. La majorité de ces relations sont basées sur des

valeurs non corrigées *SPT-N*. Sykora et Stokoe, 1983 suggèrent que l'âge géologique et le type de sol ne sont pas des paramètres importants pour déterminer  $V_s$ . Comme on peut voir d'après Tableau 1. 5, certains chercheurs ont proposé également des corrélations entre  $V_s$  et *SPT-N* pour les sols différents, tels que les argiles et les sables.

## 1.5 Conclusion

Le séisme est un des risques naturels majeurs le plus meurtrier, tant par ses effets directs (chutes d'objets, effondrements de bâtiments) que par les phénomènes qu'il peut engendrer (mouvements de terrain, raz-de-marée, etc.). Les effets de site sont liés à la nature des sols (effet lithologique) et à la topographie (effet topographique) et aussi aux hétérogénéités spatiales des propriétés des couches de sol qui proviennent des processus d'érosion et de sédimentation ou d'effet d'anthropisation. Ces effets peuvent conduire à de fortes amplifications, éventuellement variables spatialement, du mouvement sismique et à un allongement de la durée des vibrations, qu'il est important de bien caractériser et prédire pour améliorer le microzonage sismique. La variabilité spatiale des formations géologiques rend difficile la détermination des paramètres mécaniques et géométriques des couches du sous-sol nécessaires pour l'évaluation des aléas sismiques et gravitaires. Les méthodes géophysiques sont actuellement de plus en plus utilisées pour l'imagerie du sous-sol en raison de leur caractère non-destructif et de leur rapidité. La caractérisation mécanique des sols est généralement obtenue à partir d'essais géotechniques coûteux et destructeurs, et est limitée à un faible volume investigué, que ce soit in situ (forages, essais de pénétration) ou en laboratoire. Les deux familles de techniques sont donc très complémentaires et des relations entre paramètres géotechniques et géophysiques ont été proposées, principalement entre la vitesse des ondes de cisaillement  $V_s$  et la résistance à la pénétration (Tableau 1. 5).

La géologie du Liban surtout Beyrouth est très complexe, variable et hétérogène à différentes échelles, y compris dans les couches superficielles (Dubertret, 1955 ; Abdallah, 2007). En plus le Liban est un pays à fort risque sismique : il est traversé par plusieurs failles majeures ayant déjà généré des séismes de magnitude supérieure ou égale à 7 (Rachayia-Serghaya (1759), Yammouneh (1202), Roum (1837), à terre, et Chevauchement Mont-Liban (Beyrouth-Tripoli) en mer (551)). Récemment, la crise sismique du Sud-Liban de Février à Juin 2008 a par ailleurs mis en évidence la possibilité d'activité de failles mal connues, pouvant donner lieu à des séismes de magnitude 5 à 6 à peu près sur tout le territoire libanais. Pour certaines failles (Yammouneh, Chevauchement Mont-Liban), le temps écoulé depuis le dernier séisme majeur est suffisant pour craindre des événements identiques dans un avenir proche, et ce sans aucun signe précurseur. Or pour diminuer le risque sismique on tente, sans succès jusqu'à présent, de prédire les séismes. Parallèlement, l'approche préventive consiste à évaluer l'aléa et à diminuer la vulnérabilité des territoires. Par ailleurs, la vulnérabilité du bâti existant au Liban est importante à cause de l'absence de réglementation obligatoire jusqu'à un passé très récent, l'absence de contrôle systématique et permanent, l'endommagement pendant les périodes de guerre, la maintenance presque inexistante. Le Liban est donc probablement l'un des pays au risque sismique les plus élevés dans le bassin méditerranéen. (<http://uati.uisf.fr/upload/RecommandationsBeyrouth.pdf>).

Dans ce contexte, la variabilité géologique de la zone de Beyrouth fait de cette ville un bon candidat à l'application des méthodes géophysique et géotechnique pour la caractérisation de la variabilité spatiale de la structure du sous-sol et à la prédiction des effets de cette variabilité sur la variabilité de la réponse sismique en surface.

*“If we define noise as being that data we choose not to fit, then we must have a model that explains the rest of the data. If not, this could be a sign that the “noise” is carrying important information.”*

*Scales et al., 1998*

# CHAPITRE 2 : DETERMINATION DE LA STRUCTURE $V_s$ DE LA PLAINE ALLUVIALE DE BEYROUTH: INTERPRETATION COMBINEE DES DONNEES GEOTECHNIQUES ET GEOPHYSIQUES

## 2.1 Introduction

La structure géologique de la plupart des sites urbains se caractérise par une forte variabilité spatiale des propriétés géotechniques, résultant des processus naturels comme l'érosion, l'altération et le dépôt qui transforment continuellement le paysage. Durant la période historique, les activités humaines (construction, extraction, pompage) ont également contribué à modifier les couches de surface, en particulier dans les zones urbaines qui peuvent être couvertes par des dépôts anthropiques atteignant localement 10 m à 20 m d'épaisseur (Jongmans et Campillo, 1990 ; Pagliaroli et al., 2014). Cette hétérogénéité spatiale existant à plusieurs échelles est susceptible d'avoir un effet important sur l'évaluation des risques sismiques et gravitaires.

Les méthodes géophysiques sont actuellement de plus en plus utilisées pour l'imagerie (principalement 2D) du sous-sol, que ce soit pour les mouvements de terrain (Jongmans et Garambois, 2007) ou l'évaluation des effets de site, en raison de leur caractère non-destructif et de leur rapidité. Par contre, les paramètres géophysiques mesurés ne peuvent pas être directement exploités par les géotechniciens pour réaliser les calculs de résistance ou de stabilité. Cette caractérisation mécanique des sols est généralement obtenue à partir d'essais géotechniques coûteux et destructeurs, et est limitée à un faible volume investigué, que ce soit *in situ* (forages, essais de pénétration) ou en laboratoire. Les deux familles de techniques sont donc très complémentaires et des relations entre paramètres géotechniques et géophysiques ont été proposées dans la littérature, principalement entre la vitesse des ondes de cisaillement  $V_s$  et la résistance à la pénétration  $N$  (Andrus et al., 2004; Hasancebi et Ulusay, 2007), traduisant l'augmentation de  $V_s$  avec la compacité des couches (voir Chapitre 1). Des tentatives ont également été faites pour établir une corrélation entre  $N$  et la résistivité électrique  $\rho$  (Oh et Sun, 2008).

En géotechnique, la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) est un paramètre de plus en plus utilisé pour la caractérisation des couches de sol, en raison de sa relation avec la compacité. La mesure de  $V_s$  peut être réalisée de diverses manières, à partir des tests de type Down-Hole ( $DH$ ), d'essais de sismique réfraction ou réflexion en ondes  $SH$ , ou de l'étude des ondes de surface ( $MASW$ ). Les techniques de forage (essais  $DH$ ) donnent des résultats précis et de résolution constante avec la profondeur mais présentent l'inconvénient d'être invasif. En revanche, les méthodes sismiques en surface sont non invasives et permettent d'étudier un grand volume de sol, mais elles présentent une résolution décroissante avec la profondeur. Au cours des dernières années, les méthodes sismiques basées sur l'étude des ondes de surface ont été de plus en plus utilisées pour évaluer les courbes de dispersion des ondes de surface



qui sont ensuite inversées pour obtenir des profils de vitesse verticaux  $V_s$  (Socco et Strobbia, 2004; Foti et al., 2011).

L'objectif de ce chapitre de thèse est de déterminer la structure sismique ( $V_s$ ) de la plaine alluviale de Beyrouth (Liban). Dans ce but, nous avons réalisé une campagne de prospection géophysique comprenant des profils de tomographie électrique, des profils de sismique active et l'enregistrement du bruit sismique ambiant avec des capteurs isolés ou disposés en réseau. Associés aux données géologiques (forages) et géotechniques (essais de pénétration SPT, essais d'identification en laboratoire) existantes ou acquises, ces essais ont permis d'imager la variabilité spatiale des caractéristiques géotechniques et géophysiques du site et de proposer un modèle du site en termes de valeurs de  $V_s$ .

## 2.2 Localisation et caractéristiques d'acquisition des essais géophysiques et géotechniques

Une zone de la plaine alluviale de Beyrouth d'environ 20 hectares (Figure 2. 1) a fait l'objet de nombreux essais de reconnaissances géophysiques et géotechniques), soit lors d'études géotechniques antérieures, soit dans le cadre de cette thèse.

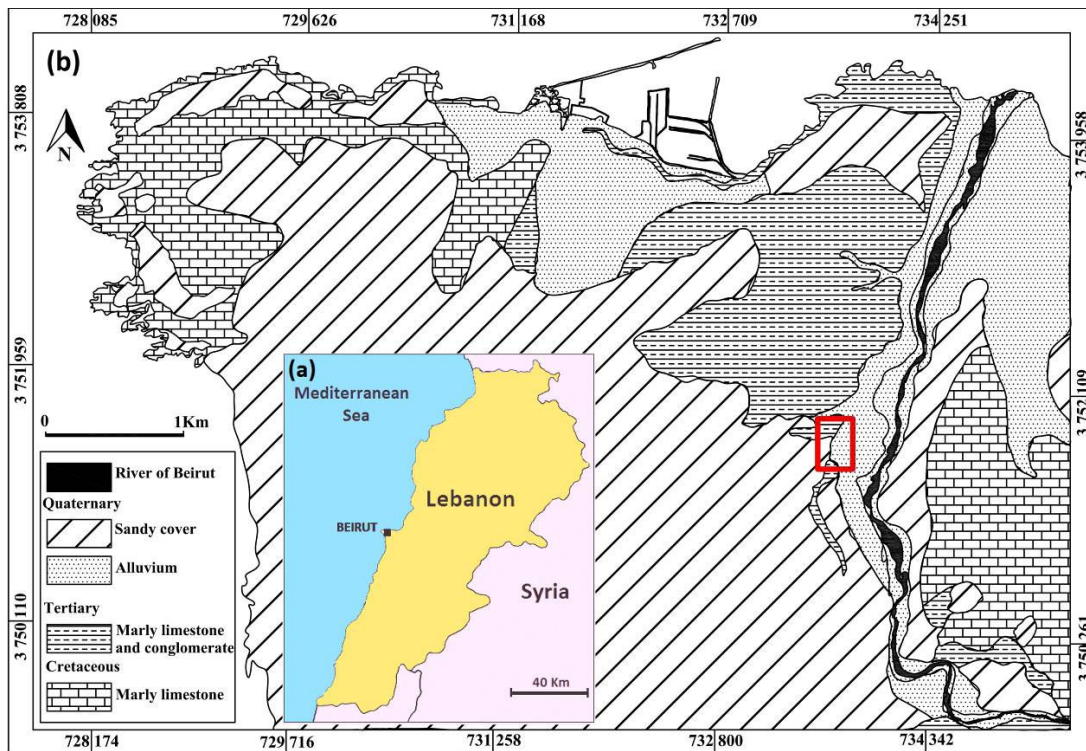


Figure 2. 1 : (a) Localisation de Beyrouth au Liban. (b) Carte géologique simplifiée de Beyrouth (Dubertret, 1944) avec la localisation du site (rectangle rouge). Les coordonnées sont en Transverse Universelle de Mercator (en anglais Universal Transverse Mercator ou UTM).

En ce qui concerne les essais géotechniques, nous avons pu disposer de la description de 13 forages de 50 m de profondeur (avec essais *SPT*) réalisés en 2008 et 2009 sur un site de construction de 3 immeubles site *Si1* (Figure 2. 2), et de données de 5 forages de 20 m de profondeur avec *SPT* réalisés en décembre 2010 sur un autre site *Si2* (Figure 2. 2). Enfin, sur

le site *Si3* (Figure 2. 2), nous avons effectué en novembre 2011 quatre forages de 20 m de profondeur comprenant des mesures de *SPT* et des prélèvements d'échantillons de sol. Des essais d'identification en laboratoire (courbes granulométriques et limites d'Atterberg) ont été réalisés sur ces échantillons.

Par ailleurs, une campagne de prospection géophysique a été réalisée sur les sites *Si1* et *Si3* dans le cadre de cette thèse. Elle a compris les essais suivants (Figure 2. 2 à Figure 2. 4):

- 5 profils électriques de 94.5 m à 126 m de long de type Wenner-Shlumberger et Dipôle-Dipôle, dont les caractéristiques d'acquisition sont indiquées dans le Tableau A. 1 de l'Annexe A.1;
- 8 réseaux de sismique passive composés chacun de 8 capteurs sismologiques et ayant différentes ouvertures (voir Tableau A. 2 présenté en Annexe A.2);
- 17 profils de sismique active (MASW) de 24 m à 46 m de long (voir Tableau A. 6 en Annexe A.3);
- 194 points de mesures ponctuelles de bruit de fond sismique (voir Tableau A. 8 en Annexe A.4);
- 4 forages avec des mesures des arrivées des ondes de cisaillement (essais Down-Hole; voir Tableau A. 9 en Annexe A.5).

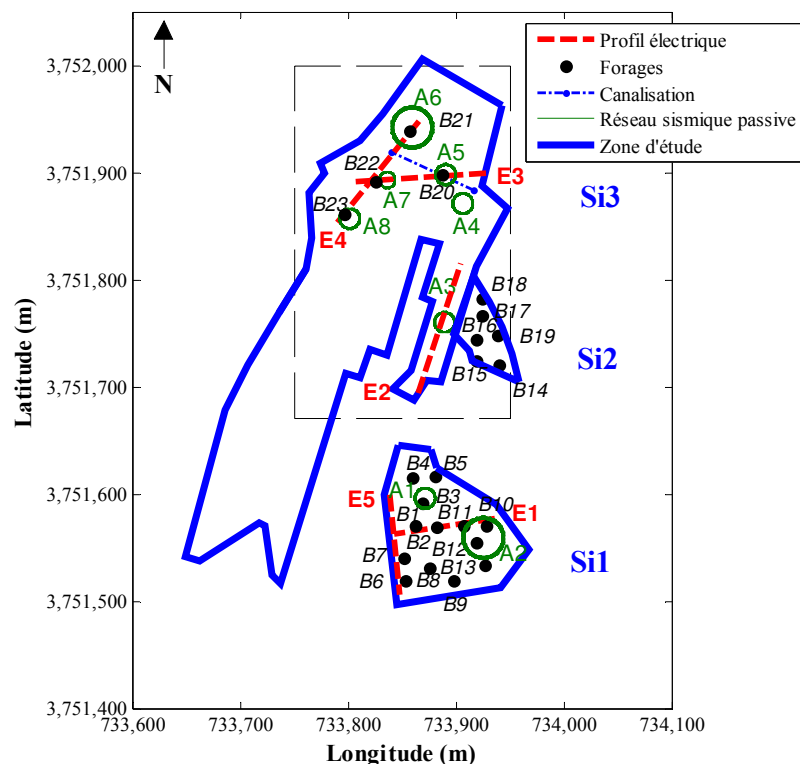


Figure 2. 2 : Implantation des essais géotechniques (forages B1 à B22) et géophysiques (profils électriques E1 à E4 et réseaux de sismique passive A1 à A8).

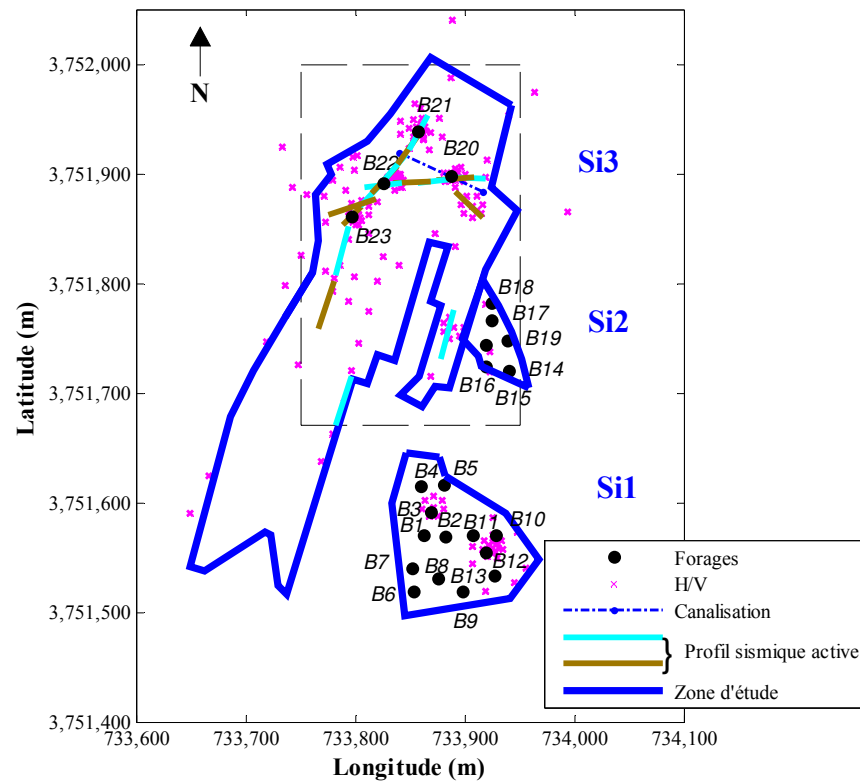


Figure 2. 3 : Implantation des essais géotechniques (forages) et géophysiques (mesures H/V et profils de sismique active).

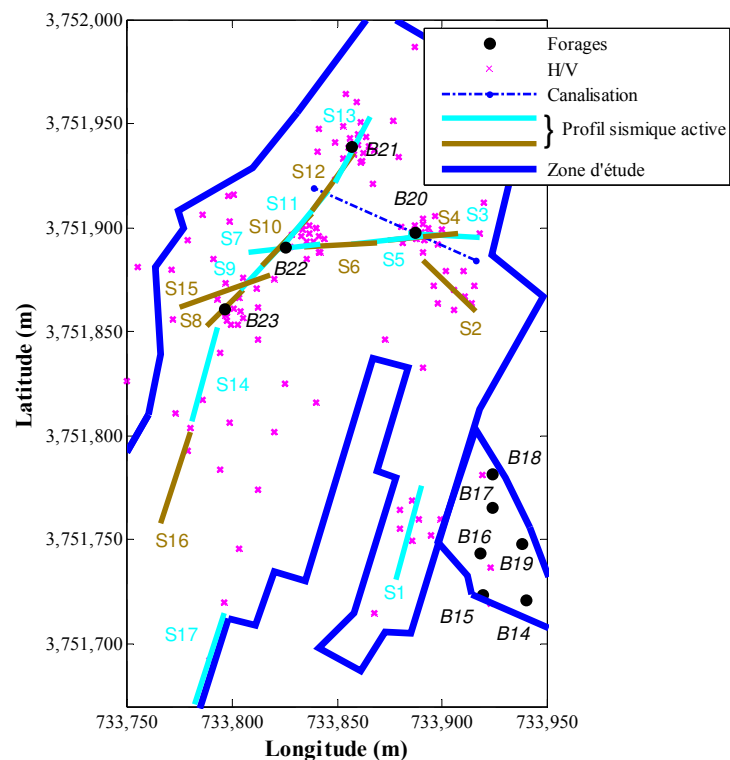


Figure 2. 4 : Zoom de la zone pointillée dans la Figure 2. 2 et Figure 2. 3

## 2.3 Résultats des mesures

### 2.3.1 Les essais géotechniques

Les essais géotechniques *in situ* (logs de forage, valeurs de la résistance à la pénétration  $N$  lors d'essais *SPT*) et les essais d'identification en laboratoire (essais à la boîte de cisaillement, essais de plasticité) permettent de déterminer la structure verticale locale du site et d'établir la relation entre la résistance à la pénétration et la nature du sol, comme montre la Figure 2. 5 à l'aplomb du forage B21. A cet endroit, les essais ont mis en évidence, depuis la surface:

- une couche superficielle de limon d'environ 1,5 m d'épaisseur avec une résistance à la pénétration faible ( $N < 30$ ) ;
- une couche de sédiments grossiers (graviers bien gradués GW avec localement des galets) de 3 m d'épaisseur très résistante ( $N > 100$ ) ;
- une épaisse couche de sédiments argileux (sable argileux SC et argile peu plastique CL) peu compacte ( $N < 25$ ) jusqu'à au moins 20 m de profondeur.

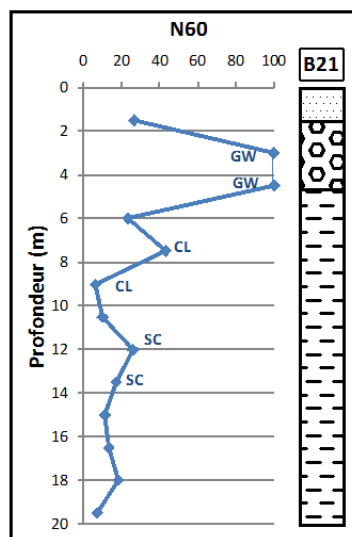


Figure 2. 5 : Valeurs de la résistance à la pénétration  $N_{60}$  lors de l'essai *SPT* avec la description géologique et la classification du sol à des profondeurs déterminées.

Les données correspondant aux autres forages sont montrées en Annexe B (Figure B. 1) jusqu'à 50 m de profondeur sur le site *Si1* et 20 m de profondeur sur les sites *Si2* et *Si3*.

### 2.3.2 Tomographie électrique

Les profils électriques ont été réalisés avec 64 électrodes selon une configuration de type Wenner-Schlumberger et un espacement entre électrodes de 1,5 à 2 m (voir Tableau A. 1 en Annexe A). L'inversion des valeurs de résistivité apparente pour les profils électriques d'*E1* à *E5* a été réalisée en utilisant le logiciel RES2DINV avec la norme L1 (Loke et Barker, 1996). Les images électriques (Figure 2. 6) ont été obtenues après 5 à 10 itérations et

correspondent à un RMS inférieur à 7%. Pour la configuration choisie, la profondeur de pénétration est de 17 m ( $E1$ ,  $E5$ ) et 24 m ( $E2$ ,  $E3$ ,  $E4$ ). Sur la Figure 2. 6 sont indiquées les localisations des forages proches et des réseaux sismiques.

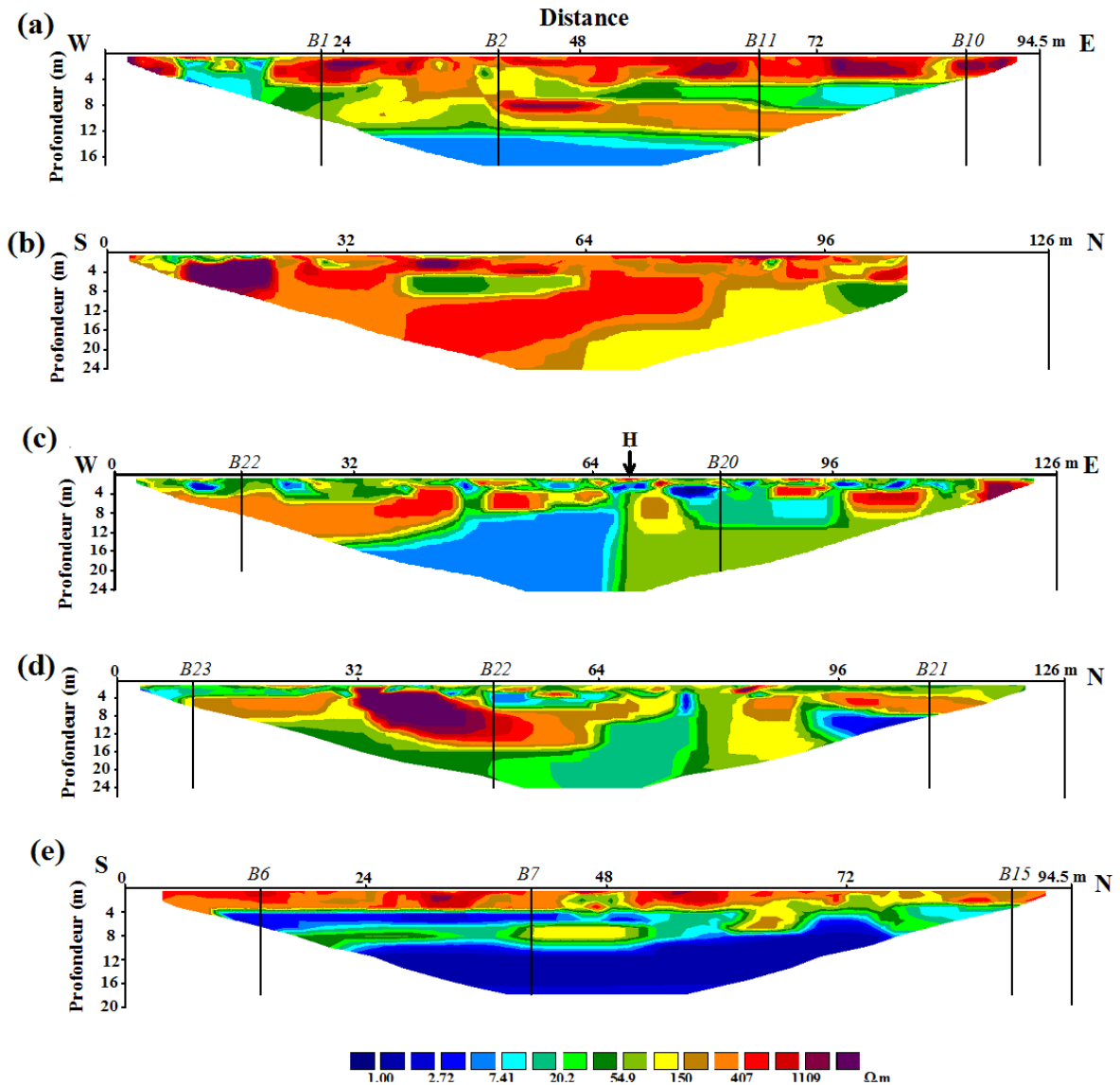


Figure 2. 6 : Tomographies électriques. (a) Profil électrique  $E1$ , avec 5 itérations, erreur absolue = 4.5 %; (b) Profil électrique  $E2$ , avec 7 itérations, erreur absolue = 4.7 %; (c) Le profil électrique  $E3$ , avec 5 itérations, erreur absolue = 6.7 %; (d) Profil électrique  $E4$ , avec 10 itérations, erreur absolue = 5.6 %; (e) Profil électrique  $E5$ , avec 6 itérations, erreur absolue = 5.7 % ; les profils  $E1$  et  $E5$  du site  $Si1$  sont réalisés sur une plate-forme creusée 4 m au-dessous du niveau du sol lors de travaux de génie civil.

On va décomposer ces profils en trois groupes selon les sites : les profils  $E1$  et  $E5$  du site  $Si1$ , le profil  $E2$  qui est situé sur le site  $Si2$  et enfin les profils  $E3$  et  $E4$  (site  $Si3$ ).

Les profils électriques  $E1$  et  $E5$  du site  $Si1$  sont montrés à la Figure 2. 6(a) et (e). Les images électriques montrent que la gamme de résistivité électrique ( $\rho$ ) est très étalée entre 1  $\Omega\text{m}$  à 1100  $\Omega\text{m}$ , ce qui indique une grande variabilité dans les propriétés électriques des

matériaux alluvionnaires. Les deux tomographies mettent en évidence une couche superficielle (2 à 3 m d'épaisseur) très résistive ( $\rho > 400 \Omega\text{m}$ ). L'excavation des terrains a montré qu'il s'agit d'une couche d'alluvions grossières comportant des galets, située hors nappe. Localement cette couche montre des diminutions importantes de résistivité (10  $\Omega\text{m}$  entre 7.5 m et 16.5 m le long de *E1*), résultant de variations latérales de lithologie avec apparition de facies plus fins (poches d'argile). Sous cette couche superficielle grossière, la résistivité diminue généralement, indiquant la présence de sols plus fins ou saturés. Sur le profil *E5* (Figure 2. 6(e)), la résistivité électrique est globalement très faible ( $\rho < 10 \Omega\text{m}$ ) jusqu'à 17 m de profondeur. Ce terrain très conducteur correspond probablement à une couche d'argile dans laquelle est inter-stratifié un niveau plus grossier de 2-3 m d'épaisseur avec une résistivité électrique comprise entre 50 et 150  $\Omega\text{m}$ . Par contre, l'image électrique du profil *E1* (Figure 2. 6(a)) montre une structure plus complexe, avec une stratigraphie horizontale perturbée par des variations latérales de résistivité. Une couche conductrice ( $\rho < 10 \Omega\text{m}$ ), qui pourrait être de l'argile, apparaît à 10-11 m de profondeur et localement à l'extrémité Est du profil *E1*.

Sur le site *Si2*, le profil *E2* présente des valeurs élevées de résistivité (généralement plus de 90  $\Omega\text{m}$ ), avec des zones de faible résistivité figurant dans la partie centrale et dans l'extrémité nord, indiquant probablement le développement de couches de sable et l'amincissement significatif de la couche d'argile, qui a été également mis en évidence par les données géotechniques.

Sur le site *Si3*, les profils *E3* et *E4* sont caractérisés par une couche superficielle fortement hétérogène et la présence d'un corps conducteur ( $\rho < 20 \Omega\text{m}$ ) dont la largeur augmente avec la profondeur (Figure 2. 6(c) et (d)). Ces profils sont perturbés probablement à cause de la présence de cavités (système d'évacuation des eaux usées) et de phénomènes de pollution. En effet, sur le site *Si3* nous avons détecté des substances polluantes dans un trou creusé à la surface, ainsi que d'une canalisation d'origine anthropique. L'effet de la pollution est discuté à l'annexe A de l'article publié dans *Geophysical Journal International* et présenté dans le paragraphe 2.4.2

### 2.3.3 Méthodes sismiques

#### 2.3.3.1 Méthodes actives (Sismique Réfraction et MASW)

##### **Réfraction des ondes de compression (P) et de cisaillement (SH)**

La sismique réfraction mesure le temps que mettent les ondes sismiques (P et SH) pour atteindre les géophones depuis la source. L'interprétation des données temps d'arrivée – distance entre la source et les géophones permet de déterminer leurs vitesses de propagation et les épaisseurs des différentes couches rencontrées (Kearey *et al.*, 2002). Dans notre étude, les ondes P sont générées par des "tirs" (aux deux extrémités de la ligne) correspondant à des coups de masse (5 kg) sur une plaque en acier posée sur le sol et enregistrés par des géophones verticaux, tandis que les ondes SH, enregistrées par des géophones horizontaux,



sont générées en frappant sur les deux côtés d'une poutre en bois suffisamment chargée (par des personnes). Le schéma de la Figure 2. 7 montre un dispositif d'acquisition type, avec les 24 géophones avec deux points de tir déportés de 2 m à chaque extrémité du profil (offset de -2 m et +48 m par rapport au géophone situé à  $x = 0$  m). Les caractéristiques des profils réalisés sont repris dans le Tableau A. 6 présenté en Annexe A.3 Compte tenu du niveau de vibrations ambiantes, notamment au voisinage des voies de circulation, ces chocs sont répétés de 5 à 10 fois éventuellement à différents offsets. Afin d'améliorer le rapport signal sur bruit, les séries temporelles de ces chocs distincts, pour un même point de tir, ont été additionnés après resynchronisation.

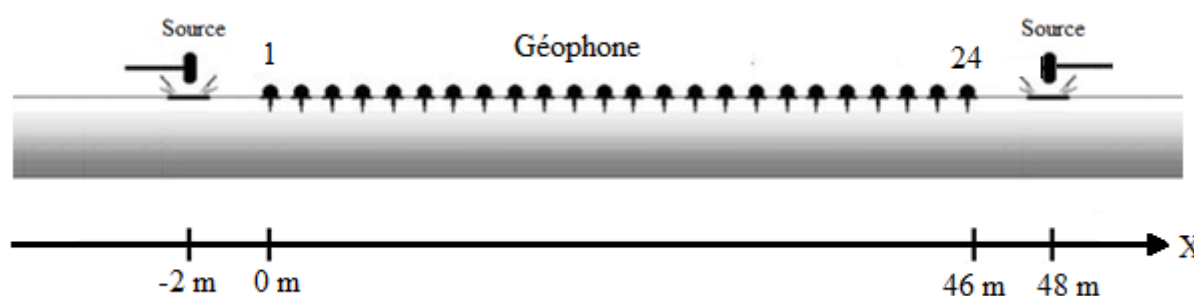


Figure 2. 7 : Profil MASW d'acquisition pour le profil *SI*. Les déports de la source (offset) sont de -2 et 48 m par rapport au géophone 1 localisé à  $x = 0$  m.

### Réfraction en ondes P

Les premières arrivées dans le signal sont faciles à pointer tant que le rapport signal/bruit est bon.

La Figure 2. 8 présente les signaux enregistrés; les hodochrones obtenues après pointé des temps de première arrivée et l'interprétation pour le sondage sismique *SI* de 46 m de long, avec des géophones espacés de 2 m. L'interprétation réalisée avec le logiciel *Sardine* (Seismic And Radar Data INtErpretation; [Demanet, 2000](#)) permet de déterminer la présence de deux couches (Figure 2. 8(b)). La première possède une vitesse  $V_p$  qui varie entre 406 m/s et 527 m/s avec une épaisseur comprise entre 2 et 5 m, tandis que la vitesse dans la seconde couche est de l'ordre de 1060 m/s. Cette importante augmentation de vitesse des ondes P à l'interface entre la première et la deuxième couche peut être due soit à une augmentation de la compacité, soit à une augmentation de la teneur en eau. Ce point sera discuté à la fin de ce chapitre en combinant tous les autres essais.

Les résultats obtenus par réfraction en ondes P aux autres profils sont résumés dans le Tableau A. 7 de l'Annexe A.3.

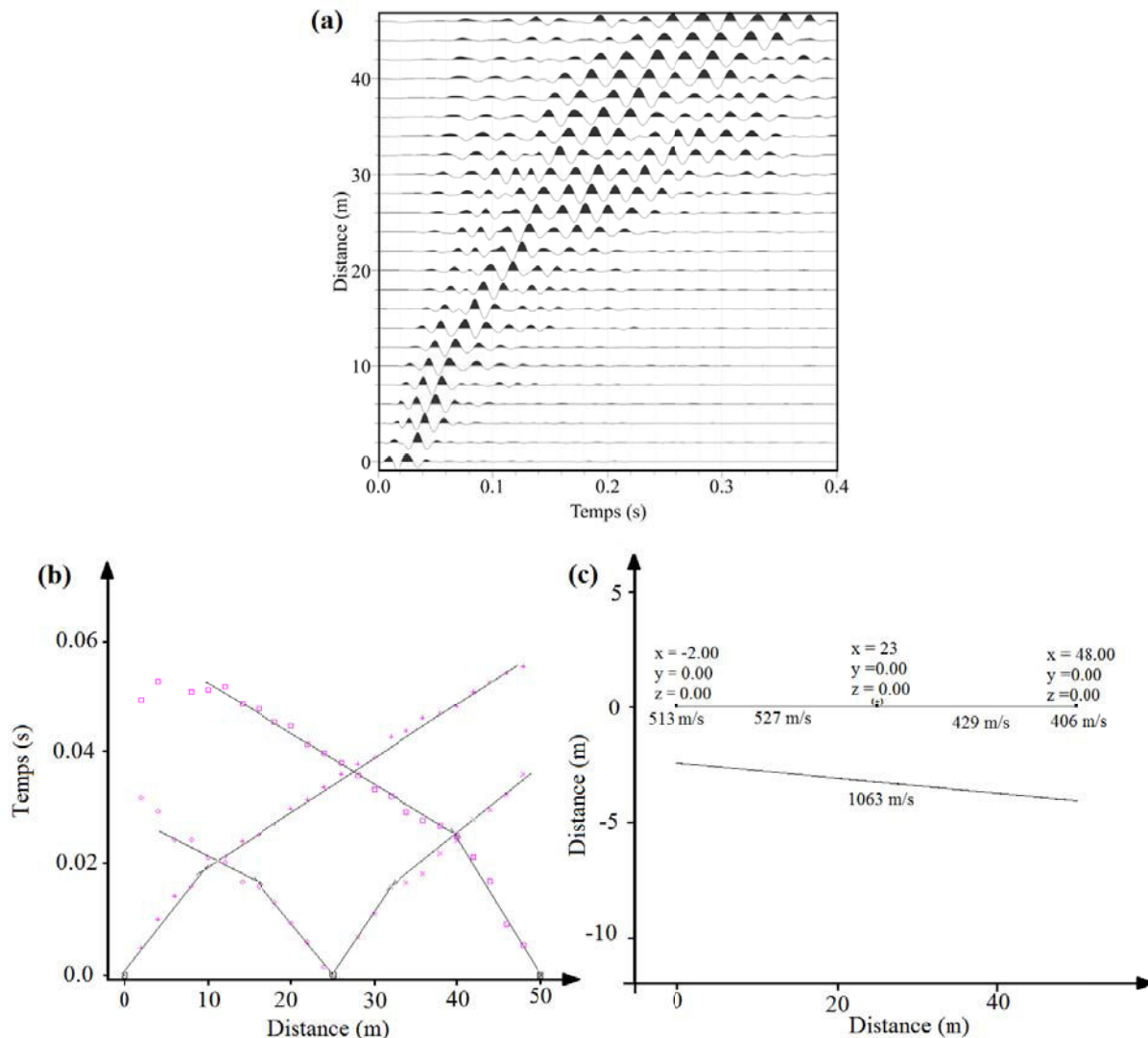


Figure 2. 8 : Profil sismique  $S1$  (ondes P). (a) Signaux enregistrés avec une source déportée de 2 m par rapport au géophone localisé à 0 m (b) Hodochrones pour les ondes P. (c) Structure en vitesse obtenue.

### Réfraction en ondes de cisaillement (S)

Les ondes SH se caractérisent par une source moins énergétique que les ondes P. La Figure 2. 9 présente les signaux mesurés pour le profil S2. Le rapport signal/bruit se dégrade fortement avec la distance source-géophone, ce qui empêche de pointer de façon fiable les arrivées d'ondes SH. Le Tableau A. 7 de l'Annexe A.3 reprend les résultats obtenus pour les quelques profils qui ont pu être pointés.

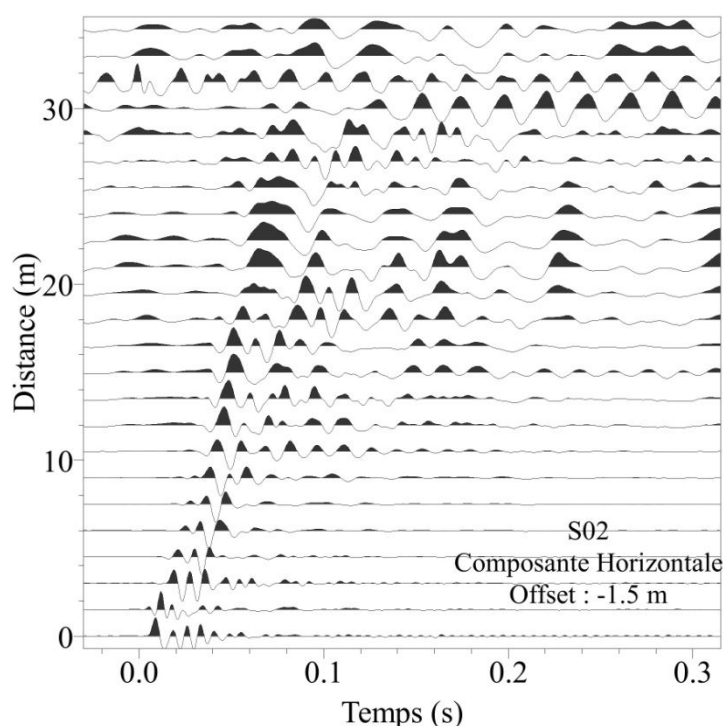


Figure 2. 9 : Profil sismique SH S2. Les signaux sismiques mesurés par des géophones horizontaux ont été filtrés entre 5 et 200 Hz.

#### Sismique en ondes de surface – MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves)

L'analyse des signaux obtenus consiste à déterminer les vitesses de phase des ondes de Rayleigh au moyen de la méthode FK fréquence-nombre d'onde (FK) (Lacoss et al., 1969) qui permet de transformer les signaux de l'espace temps-distance dans l'espace fréquence-nombre d'ondes.

Pour éviter les effets de champ proche, on a utilisé seulement les signaux correspondant à une distance source-récepteur de plus de 10 mètres.

La Figure 2. 10 présente les signaux mesurés, les spectres de Fourier en amplitude et l'image de dispersion correspondante (lenteur, fréquence) pour deux tirs réalisés aux profils *S6* (déport de source de -3 m : (a à c)) et *S4* (déport de source de 36,5 m (d à f)). Les spectres de Fourier en amplitude indiquent un contenu fréquentiel assez semblable entre 20 et 100 Hz. Sur les sismogrammes, on observe par contre des propagations d'ondes très différentes selon les profils. Pour le tir de déport -3 m (Profil *S6* ; Figure 2. 10(a)), la propagation des ondes de Rayleigh est très régulière, tandis qu'on observe des variations importantes de vitesse apparente et de forme d'ondes pour le tir à 36.5 m le long du profil *S4* (Figure 2. 10(d)). Ces observations sont corroborées par les cartes de dispersion qui montrent une différence très nette entre un mode de propagation principal peu dispersif le long de *S6* (Figure 2. 10(c)) et des modes très perturbés le long de *S4* (Figure 2. 10(f)). Ces derniers sont sans doute dus à la présence d'une cavité, traversée au niveau du forage 20, de 1,5 m de diamètre à 1,4 m de profondeur entre 20 et 24 m de distance le long de ce profil. Comme montré par Gelis et al.,

2005, ce type d'objet génère des ondes de surface diffractées, avec une intensité qui dépend de la forme de la cavité et de la géométrie de la zone remaniée.

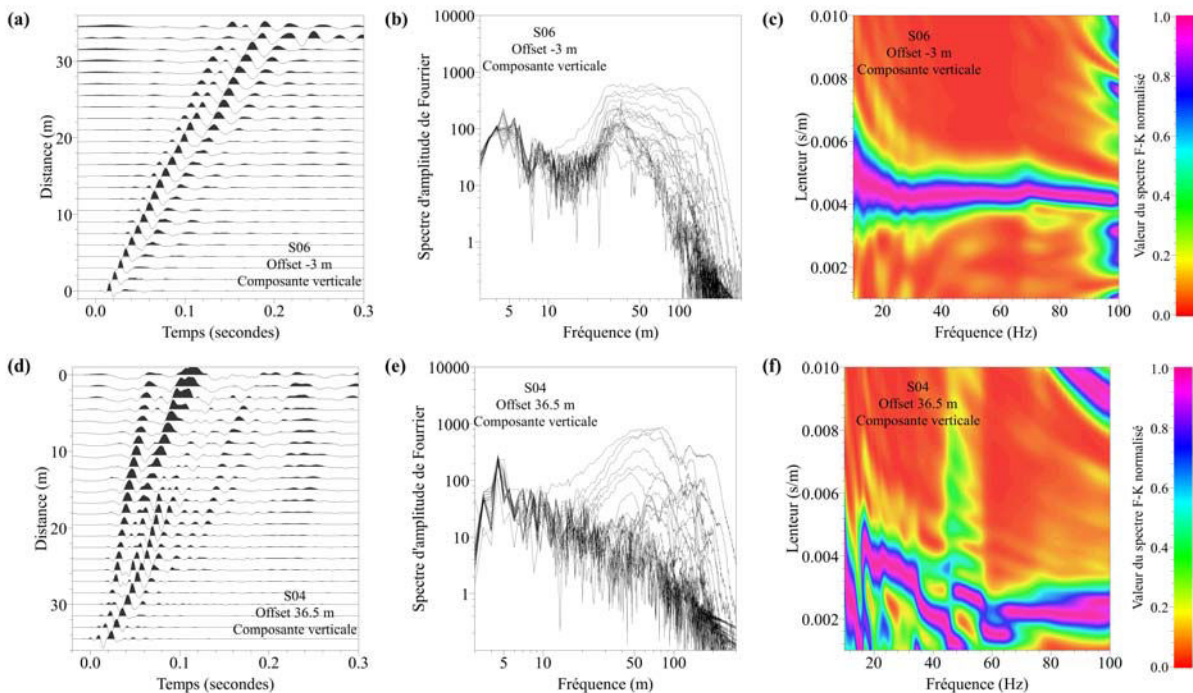


Figure 2. 10 : (a) Signaux (composante verticale) mesurés sur le profil *S 6* pour un déport de source de -3 m par rapport au géophone localisé à 0 m, (b) Spectres de Fourier en amplitude, (c) Image de dispersion correspondante, (d) Signaux (composante verticale) du profil *S 4* pour un déport de source de 36.5 m, (e) Spectres de Fourier, (f) Image de dispersion correspondante.

Un autre exemple de perturbations de la propagation des ondes est fourni aux Figure 2. 11(a) et (b) qui montrent les sismogrammes obtenus pour les tirs d'offset -2 m et 48 m du profil sismique *SI4*. On remarque des variations marquées de la vitesse apparente des ondes de Rayleigh, avec une augmentation pour le tir d'offset -2 m et une diminution pour le tir retour d'offset 48 m. Les cartes de dispersion (Figure 2. 11(c) et (d)) sont très perturbées et ne montrent pas de modes de propagation bien organisés. Ces résultats indiquent que le milieu est hétérogène avec une probable variation latérale du milieu (Renalier, 2010) qui, dans ce cas, est probablement liée à la remontée du substratum marno-calcaire dans cette zone (voir chapitre 2.4.2).

Les signaux sismiques, spectres de Fourier et images de dispersion obtenus pour la composante verticale de chaque profil sont présentés en Annexe C.

En résumé, la qualité des profils sismiques et des spectres FK sont très variables d'un profil à un autre à cause :

- D'un mauvais rapport signal sur bruit lié au milieu urbain et de la difficulté à pointer les premières arrivées, particulièrement pour les ondes SH (Figure 2. 9) ;
- De la présence d'objets superficiels, comme une cavité, qui perturbe les signaux et leurs caractéristiques spectrales (Figure 2. 10) ;

- De la présence d'un substratum rocheux de profondeur variable au nord - west de la zone d'étude (Figure 2. 11), qui génère de la diffraction et rend caduque l'hypothèse de couches horizontales.

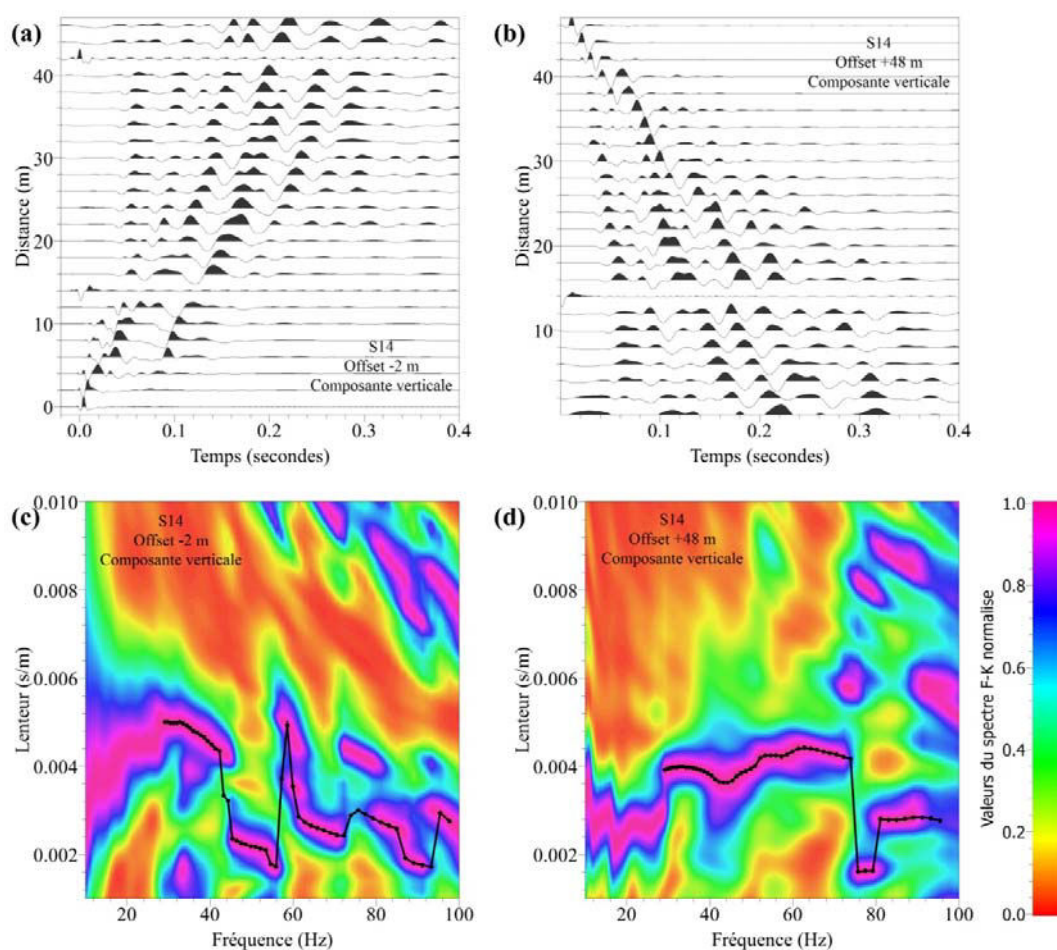


Figure 2. 11 : Signaux (composante verticale) mesurés sur le profil S14 avec un offset de (a) - 2 m, (b) 48 m avec les cartes de dispersion correspondantes (c) - 2 m, (d) 48 m.

### 2.3.3.2 Essais Down-Hole :

Quatre essais en forage (essais down-hole) ont été réalisés dans les forages B20 à B23 (Figure 2. 2), selon le schéma d'acquisition de la Figure 2. 12. Les ondes de cisaillement ont été générées à la surface (de 1 m à 2 m de la tête de forage), en frappant latéralement (frappe directe et inverse) une poutre de bois avec un marteau de 5 kg. Elles ont été enregistrées par deux géophones trois-composantes ayant une fréquence de coupure de 10 Hz espacés de 2,625 m et couplés mécaniquement via une lame de ressort au tubage PVC du forage. La première position du géophone supérieur est à 2 m de profondeur dans les trous de forage B21, B22 et B23, et 4 m dans B20 à cause de la présence de la cavité entre 1,4 et 2,9 m. Les mesures ont été réalisées avec un espacement de 2 m.



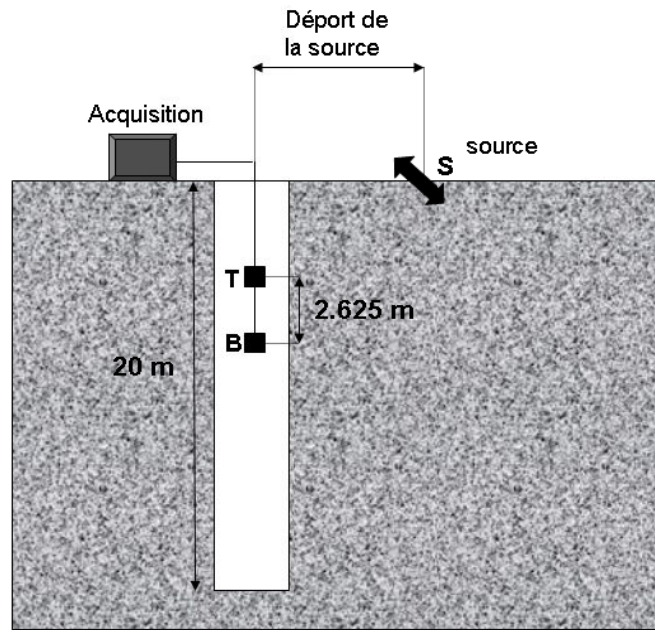


Figure 2. 12 : Schéma d'acquisition du *down-hole* de notre étude.

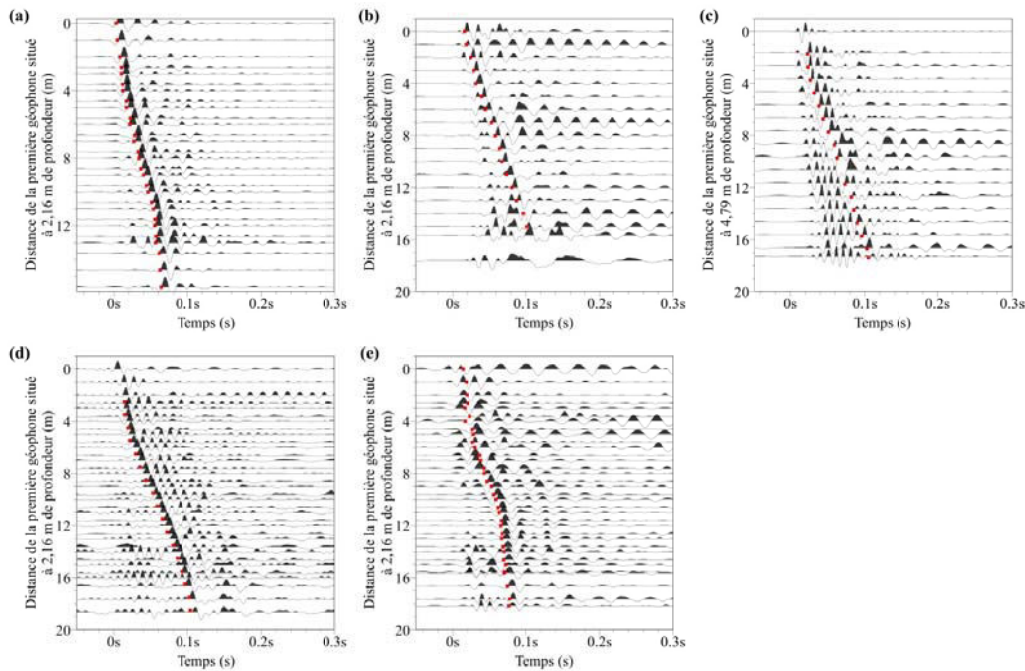


Figure 2. 13 : Signaux sismiques enregistrés sur une des composantes horizontales de la paire de géophones pour les cinq forages. Le pointé des ondes S est montré avec des points rouges. (a) Forage B20 : les signaux, filtrés entre 20 et 80 Hz, ont été enregistrés par une des composantes horizontales de la paire de géophones. (b) Forage B21 : les signaux, filtrés entre 10 et 150 Hz, ont été enregistrés par une des composantes horizontales du premier géophone (géophone T). (c) Forage B21 : idem pour le second géophone (géophone B). (d) Forage B22 : les signaux, filtrés entre 20 et 80 Hz, ont été enregistrés par une des composantes horizontales de la paire de géophones. (e) Forage B23 : les signaux, filtrés entre 20 et 80 Hz ont été enregistrés par une des composantes horizontales de la paire de géophones.

La Figure 2. 13 présente les signaux sismiques mesurés sur une des composantes horizontales pour les forages *B20* (Figure 2. 13(a)), *B21* ((Figure 2. 13(b) et (c)), *B22* (Figure

2. 13(d)), *B23* (Figure 2. 13(e)), avec le pointé du temps des premières arrivées (les points rouges). L'examen des signaux mesurés dans les trois forages *B20*, *B22* et *B23* montre l'existence d'un niveau de vitesse lente interstratifié entre deux couches plus rapides. Dans certains forages, on observe la génération d'ondes réfléchies à des profondeurs correspondant à la base de cette couche lente (environ 7,8 m de profondeur dans *B20*, *B22* et *B23*). Par contre, dans le forage *B21* (Figure 2. 13(b) et (c)), la vitesse de propagation des ondes S semble relativement constante (alignement des pointés selon une droite). Ces données seront interprétées en détail dans la section 2.4.2

### 2.3.3.3 Bruit de fond sismique en réseau (sismique passive)

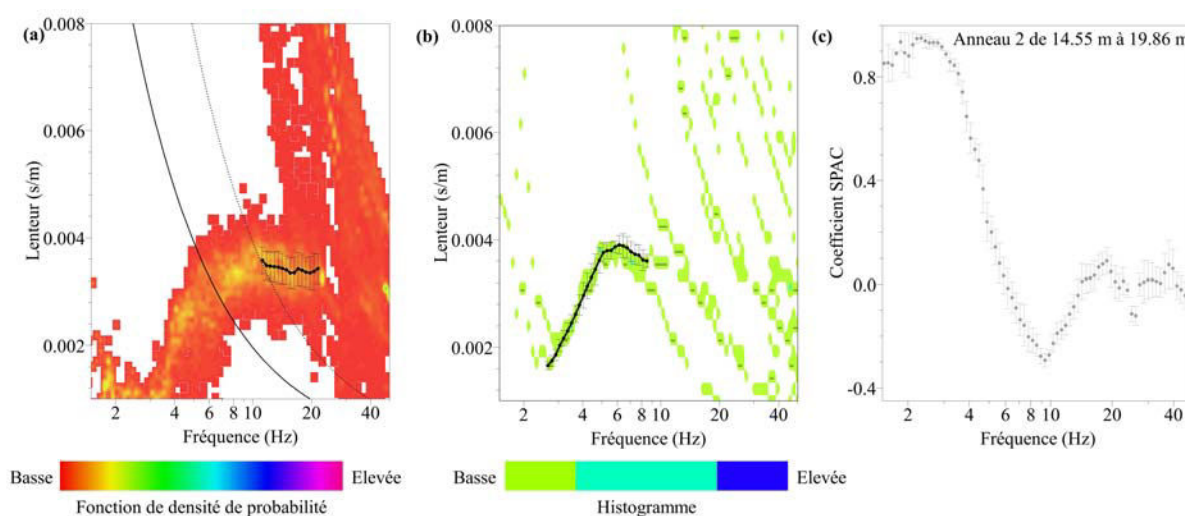


Figure 2. 14 : (a) Histogramme (fonction de densité de probabilité) de la vitesse de phase des ondes de Rayleigh obtenues en utilisant la méthode FK pour le réseau A3, de 10 m d'ouverture. Le magenta et les couleurs rouges indiquent respectivement la valeur la plus élevée et la plus basse de la fonction de densité de probabilité. Les points noirs indiquent la courbe moyenne de dispersion des ondes de Rayleigh +/- l'écart-type. Les lignes noires en pointillés et continues indiquent les limites de résolution du réseau pour, respectivement, la méthode FK et la méthode HRFK. (b) histogramme de la vitesse de phase de l'onde Rayleigh provenant de la méthode MSPAC du réseau A3 et la courbe de dispersion moyenne +/- l'écart-type. (c) La courbe d'autocorrélation obtenue par la méthode MSPAC pour le réseau A3.

Le bruit de fond sismique étant composé principalement d'ondes de surface, les techniques de traitement appliquées aux signaux enregistrés simultanément par un réseau de sismomètres permettent d'extraire les propriétés dispersives des ondes de surface (courbes de dispersion ou courbes d'autocorrélation). L'ensemble des traitements a été réalisé avec le logiciel *Geopsy* (Wathelet et al., 2008). L'analyse des données se fait par méthode fréquence-nombre classique (méthode FK ; Lacoss et al., 1969) ou haute-résolution (HRFK ; Capon, 1969) de façon similaire à l'analyse de signaux MASW mais pour une géométrie d'acquisition 2D, ou par méthode d'autocorrélation spatiale MSPAC (Aki, 1957 ; Bettig et al., 2001). Cette dernière méthode est basée sur la mesure de la corrélation entre les signaux et sur les propriétés de variation des coefficients de corrélation avec la distance et la fréquence qui permettent d'estimer les vitesses de phase.

Huit réseaux sismiques, de configuration circulaire, composés chacun de 8 capteurs sismologiques (Lennartz-5s) et ayant différentes ouvertures ont été déployés sur la zone



d'étude (Figure 2. 3) durant 30 min à une heure (voir Tableau A. 2 dans l'Annexe A.2). Les enregistrements de ces réseaux ont été traités séparément avec les méthodes FK, HRFK et MSPAC, et les paramètres de traitement utilisés pour les techniques FK, HRFK et MSPAC sont indiqués respectivement dans les Tableau A. 3, Tableau A. 4 et Tableau A. 5 de l'Annexe A.2.

La Figure 2. 14 (a) montre, pour une ouverture du réseau A3 de 10 m, la fonction de densité de probabilité des vitesses de phase de l'onde de Rayleigh mesurées à partir de la méthode FK ainsi que le pointé de la courbe de dispersion. Sur cette même figure sont également représentées les limites théoriques de résolution des méthodes FK (Wathelet et al., 2008) : la courbe noire pointillée indique la résolution théorique de la méthode FK tandis que la courbe noire continue indique la résolution classiquement utilisée pour la méthode HRFK (Cornou et al., 2006 ; Wathelet et al., 2008). Les Figure 2. 14(c) et (b) indiquent, respectivement, la courbe d'autocorrélation obtenue pour un des anneaux du réseau A3 (ouverture de 10 m) et l'histogramme des vitesses de phases correspondante.

## 2.4 Structure de la plaine alluviale de Beyrouth

### 2.4.1 Structure géologique de la proche surface

Une interprétation géologique des deux images électriques du site *SiI* a été réalisée à partir des essais de pénétration SPT et des essais granulométriques réalisés ponctuellement sur des échantillons prélevés dans les forages (Figure 2. 15a et b). Sur la même figure sont reportées les courbes des essais de pénétration  $N(z)$  mesurées dans les 7 forages situés le long des profils électriques, ainsi que le type de sols (classification internationale USCS) déterminé par essais de laboratoire. Sur le profil *E1*, l'examen des données montre que la couche conductrice rencontrée à 12 m de profondeur, correspond à une argile sableuse ou sable argileux avec une résistance à la pénétration relativement faible ( $N < 20$ , sauf dans le forage B2). D'après les résultats *SPT* et d'identification des sols, cette couche ne devrait pas dépasser 5 m d'épaisseur. Les couches sus-jacentes plus résistives ( $\rho > 20 \Omega m$ ) et résistantes ( $N > 30$ ) correspondent à la présence de lits de gravier ou de sable. D'après les essais granulométriques, la couche conductrice superficielle rencontrée à 4 m de profondeur à l'extrémité E du profil est constituée de limons sableux. Les mêmes distinctions peuvent être faites sur le profil *E5* : la couche conductrice est caractérisée par son caractère argileux (sable argileux) avec des valeurs de  $N$  plus faibles tandis que les terrains plus résistifs sous-jacents ou inter-stratifiés sont généralement plus compacts et grossiers. Une interprétation géologique de l'ensemble des données est proposée à la Figure 2. 15, en identifiant les terrains suivants: formation argileuse ( $\rho < 10 \Omega m$ ), formation limoneuse ( $\rho = 20$  à  $90 \Omega m$ ), formation sableuse à graveleuse ( $\rho = 90$  à  $400 \Omega m$ ) et formation avec galets ( $\rho = 400$  à  $1100 \Omega m$ ). La Figure 2. 15 montre à la fois la variabilité verticale (stratification) et horizontale (variations latérales de faciès) des couches alluvionnaires. Le sommet de la couche d'argile, situé à 12-13 m de profondeur, se rapprocherait à moins de 5 m de la surface à l'extrémité W du site.

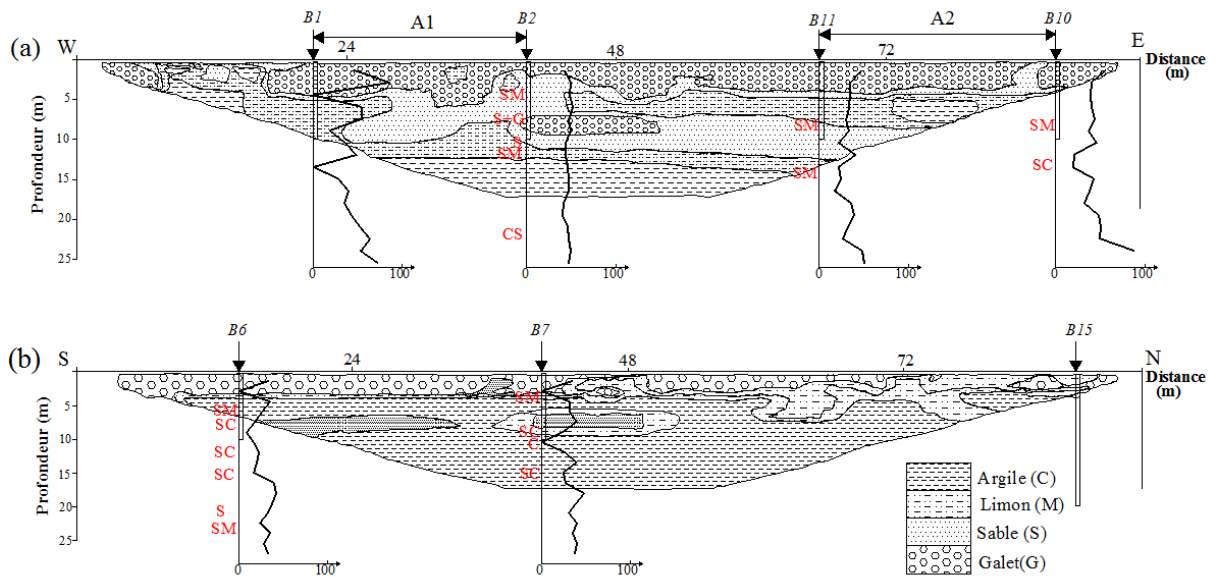


Figure 2. 15 : Coupes géologiques interprétatives le long des profils électriques avec les valeurs  $N_{60}$  le long des profils (a)  $E1$  et (b)  $E5$ . En rouge sont indiqués les résultats des analyses granulométriques. G : Galets, S : Sable, M : Limon, C : Argile (classification USCS).

#### 2.4.2 La structure sismique ( $V_s$ ) de la plaine alluviale

La plaine alluviale du Nahr-Beyrouth (Liban) est caractérisée par une variabilité géologique importante latérale et verticale, avec des perturbations anthropiques dans les premiers mètres. Une interprétation géologique des données acquises dans la plaine alluviale de Beyrouth a été réalisée pour définir les couches du sol et évaluer les limites des méthodes géophysiques ainsi que leur complémentarité par rapport aux méthodes géotechniques.

Ce travail a fait l'objet d'une publication dans *Geophysical Journal International*, Salloum, N., Jongmans, D., Cornou, C., Youssef Abdel Massih, D., HageChehade, F., Voisin, C., and Mariscal, A. The shear wave velocity structure of the heterogeneous alluvial plain of Beirut (Lebanon): Combined analysis of geophysical and geotechnical data. *Geophys. J. Int.* (2014) **199**, 894–913, reprise intégralement ci après.



## The shear wave velocity structure of the heterogeneous alluvial plain of Beirut (Lebanon): combined analysis of geophysical and geotechnical data

Nancy Salloum,<sup>1, 2</sup> Denis Jongmans,<sup>1</sup> Cecile Cornou,<sup>1</sup> Dalia Youssef Abdel Massih,<sup>3</sup> Fadi Hage Chehade,<sup>2</sup> Christophe Voisin<sup>1</sup> and Armand Mariscal<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *ISTerre, Univ. Grenoble Alpes, CNRS, IRD, IFSTTAR, BP53X F-38041 Grenoble Cedex 9, France. E-mail: [denis.Jongmans@ujf-grenoble.fr](mailto:denis.Jongmans@ujf-grenoble.fr)*

<sup>2</sup> *Department of Civil Engineering, Lebanese University, Hadath Beirut, Lebanon*

<sup>3</sup> *Department of Civil Engineering, Notre Dame University, NDU, Louaize, Lebanon*

Accepted 2014 July 22. Received 2014 July 21; in original form 2014 March 26

### SUMMARY

A geotechnical and geophysical campaign was performed at sites located in the alluvial plain of the river of Beirut (Lebanon), which is characterized by a significant lateral and vertical geological variability, along with anthropogenic disturbances in the first metres. The method combination has allowed detecting a shallow conductive low velocity layer of varying depth and thickness, corresponding to a soft clay layer embedded in coarser formations. This layer was found to exert strong control on the experimental dispersion curves (estimated from both active and passive experiments) characterized by a continuous mode superposition at high frequency, associated with an increase in phase velocity.  $V_s$  profiles in boreholes turned out to be of prime importance for adequately defining the parametrization before inversion and for ensuring the reliability of the inversion dispersive estimates at low frequency. A major output of this study is also to show that this low velocity layer, along with the strong shear velocity contrast at its bottom, significantly contributes to the site seismic response, and could make it difficult to use the measured  $H/V$  peak frequency as a proxy for the soil thickness over bedrock.

## 1. Introduction

The shallow geology of most sites is characterized by considerable spatial variability in geotechnical properties, as a result of the natural processes of erosion, weathering and deposition that continuously reshape the landscape. In the last centuries, human activities (building, mining, pumping) have also contributed to modify the near surface, in particular in urbanized areas which can be covered by anthropogenic deposits locally reaching 10 m to 20 m (among others, Jongmans & Campillo 1990; Pagliaroli *et al.* 2014). This spatial heterogeneity existing at several scales in the superficial formations could be of prime importance for seismic and gravity hazard assessments. Indeed, numerous observations in

earthquake engineering have shown that vertical heterogeneity in a basin-like structure (mainly seismic velocity and density) could significantly modify ground motions, a phenomenon which was dramatically evidenced during the large 1985 Michoacan and 1989 Loma Prieta earthquakes (Chavez-Garcia & Bard 1994; Chin & Aki 1991). In the damaged areas – the Mexico basin and the San Francisco basin –, it was also shown that ground motions are variable over short distances, as a result of the lateral variability in the superficial formations (Hanks & Brady 1991; Bard *et al.* 1988). Characterization of the spatial variability in soil seismic properties is then of main importance for assessing seismic ground motion using deterministic or statistical techniques (Assimaki *et al.* 2003; Thompson *et al.* 2009). Previous studies have also showed that small-scale heterogeneity greatly influences the liquefaction potential of soil deposits (Popescu *et al.* 2005) and can affect the failure surface geometry in landslides (Flageollet *et al.* 2000; Bièvre *et al.* 2011).

In geotechnical engineering, shear-wave velocity ( $V_s$ ) has increasingly emerged as a key geophysical parameter for characterizing soil layer compactness. It is now widely used for evaluating site effects in engineering codes or for accurate ground motion modeling (e.g. Chavez-Garcia & Faccioli 2000; Komatitsch *et al.* 2004; Makra *et al.* 2005; Chaljub *et al.* 2010), for liquefaction assessment (Finn, 2000) or evaluating landslide-related deconsolidation (Jongmans *et al.* 2009). In-situ  $V_s$  measurements can be performed in various ways including borehole tests, shear-wave refraction, shear-wave reflection and surface-wave techniques (see Hunter *et al.* 2002 and Boore 2006, for a review). Most borehole techniques offer the advantages of accuracy and of constant resolution with depth but the disadvantage of being invasive and of providing isolated spatial information. The downhole test, for which a SH source is operated at the surface and one or two three-component geophones are lowered in the hole (Jongmans, 1992), requires just one borehole, is then relatively economic but has a resolution which slightly decreases with source-geophone distance (wave attenuation and lower signal to noise ratio). In contrast, surface seismic methods are non-invasive and investigate a large volume of ground, with the limit of resolution decreasing with depth. In recent years, surface-wave methods have been increasingly applied to measure dispersion curves which are then inverted for deriving  $V_s$  vertical profiles (for a review, see Socco & Strobbia, 2004; Foti *et al.* 2011;). Although some recent advances have been done to include the three components of the ground motion (e.g. Poggi and Fäh, 2010), the majority of ambient vibration studies focus only on vertical components and on the Rayleigh wave modes. Methods are classically divided into those using active or passive sources (Boore, 2006). A main limitation of active sources lies in the difficulty to generate low frequency waves, which limits the penetration to a few tens of meters (Park *et al.* 1999; Bard *et al.* 2010). To overcome this problem, the low frequency part of the dispersion curve can be obtained from the analysis of array measurements of ambient vibrations (e.g. Park *et al.* 2005; Bard *et al.* 2010; Zoret *et al.* 2010;), which are rich in low frequencies. Different techniques (frequency-wave number, spatial autocorrelation) can be used to extract dispersion characteristics of ambient vibrations in order to derive vertical  $V_s$  profiles (for a review, see Wathelet *et al.* 2008; Foti *et al.* 2011). Active and passive techniques then appear complementary to each other for deriving the surface-wave dispersion curve (e.g. Wathelet *et al.* 2004; Park *et al.* 2007; Zoret *et al.* 2010; Di Giulio *et al.* 2012). Some additional information,

like the peak frequency in the  $H/V$  spectrum, the shape of the  $H/V$  curve or the ellipticity of Rayleigh waves, can also be introduced in the inversion process, in order to better constrain the  $V_s$  profile (Scherbaum *et al.* 2003; Arai & Tokimatsu 2005; Picozzi *et al.* 2005; Poggi *et al.* 2012; Hobiger *et al.* 2013).

The motivation behind this work is to benefit from an exceptional set of geotechnical data gathered in downtown Beirut (Lebanon), a town which was severely damaged and destroyed several times by earthquakes (e.g. the 551 and 1202 A.D. earthquakes, Daëron *et al.* 2007). The study site is located in the alluvial plain of the river Beirut, characterized by soil deposits exhibiting strong lateral and vertical facies variations. In particular, geotechnical tests have showed the presence of a shallow soft clay layer of variable thickness, the recognition of which is of crucial importance in geotechnical engineering. Also, the first few meters below the surface has been significantly modified or affected by human activity.

The objective of this work is to test the capabilities of commonly used geophysical methods (Electrical Resistivity Tomography (ERT) profiles, active seismic profiles, down-hole tests, single-station and array ambient vibration measurements) to assess in a comprehensive way the spatial variability of geotechnical characteristics in these geological and urban conditions. Particular emphasis will be placed on the soft clay layer geometry and on the required prior knowledge and strategy to derive reliable  $V_s$  profiles using surface wave inversion methods.

### 3. Study site: geological context and investigation

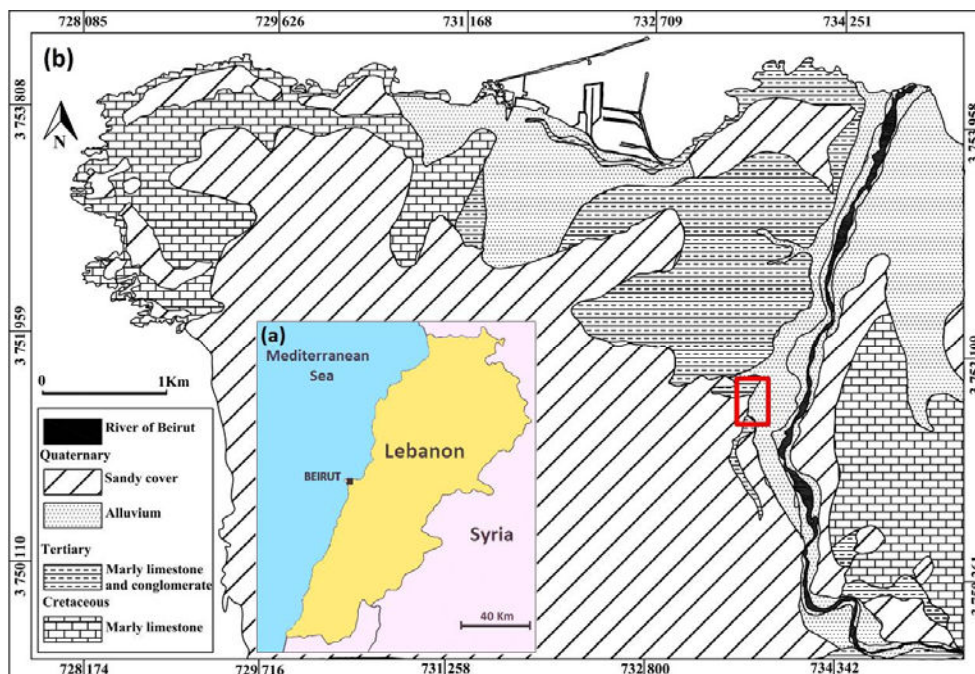


Figure 1: a) Location of Beirut in Lebanon. b) Geological map of Beirut's center, simplified from Dubertret (1944) and location of the site study (red rectangle). Coordinates are in Universal Transverse Mercator (UTM).



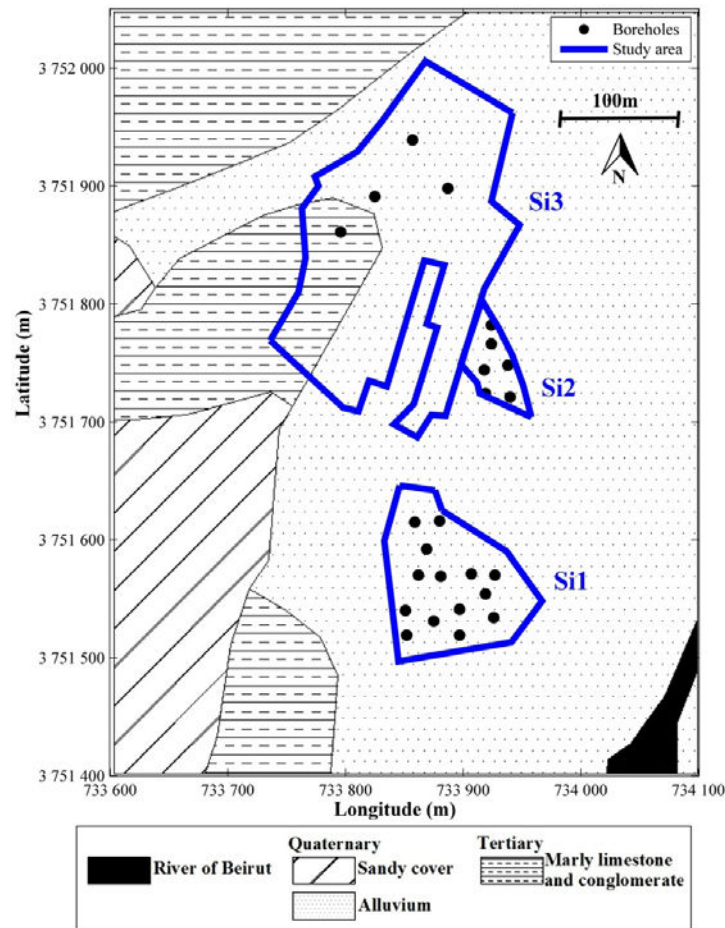


Figure 2: Location of the three sites *Si1* to *Si3* on the geological map, along with the borehole implantation. Coordinates are in Universal Transverse Mercator (UTM).

The study site is located in the center of Beirut city (Lebanon), in the flat alluvial plain of the river of Beirut (Fig. 1). The Quaternary alluvium filling of variable thickness (a few tens of meters) consists of interbedded layers of pebble, gravel, sand and clay, overlying marly limestone of Tertiary age (Dubertret, 1944). This carbonate formation outcrops in the hills surrounding the alluvial plain (Fig. 1).

The study area includes 2 building sites (labeled *Si1* and *Si2*) and one site (*Si3*) where dozens of old buses have been abandoned (location in Fig. 2). Detailed geotechnical campaigns were conducted at the two building sites in 2008 (ACTS, 2009). Fig. 2 shows the location of the 13 boreholes (50 m deep) and the 6 boreholes (20 m deep) drilled in sites *Si1* and *Si2*, respectively. In most of the boreholes, Standard Penetration Tests (SPT) were performed with a spacing of 1.5 m. Additionally, particle size distribution tests and Atterberg limits were made on core samples to classify the soils encountered in the boreholes (USCS classification, Cornforth 2005). At these two sites, geotechnical investigation has shown the presence of a shallow soft clay layer (with low penetration resistance) interbedded in coarser formations, the thickness of which varies from 2 to 7 m. The newly investigated bus site (*Si3*, Fig. 2) is characterized by a strong spatial superficial heterogeneity, highlighted by the presence of concrete pavement remains, earth heaps, half

filled trenches and sub-surface sewer concrete pipes. All the previous data gathered on the three sites are synthesized and interpreted jointly with the results obtained in this study.

### 3. Methods

Four 20 m deep boreholes (labeled *B20* to *B23* in Fig. 3) were drilled at site *Si3* in November 2011. Standard penetration tests (SPT) were conducted in these boreholes during the drilling, with the measurement of the penetration resistance (number of blows: *N*) every 1.5 m. After casing, shear-wave down-hole tests were performed in the four boreholes. Identification laboratory tests were performed on 21 core samples. A geophysical campaign was performed in 2011, including Electrical Resistivity Tomography (ERT) profiles, active seismic profiles, single-site ambient vibration measurements and the deployment of passive seismic arrays. Location of the experiments is indicated in Fig. 3.

Four down-hole tests were carried out in boreholes *B20* to *B23* (Fig. 3). Shear waves were generated at the surface (from 1 m to 2 m far from the borehole head), using a 5 kg sledge hammer hitting a wood plank sidewise, and were recorded in the borehole by two 3C 10 Hz geophones spaced 2.625 m apart and mechanically coupled to the PVC casing. The upper geophone position was 2 m depth in boreholes *B21*, *B22* and *B23*, and 4 m in borehole *B20*, due to the presence of a cavity between 1.4 and 2.9 m. Measurements were performed with a spacing of 2 m in the boreholes. S-wave travel-times were manually picked and shear-wave velocities were determined by assuming straight ray paths between the source and geophones. Three ERT profiles (labeled *E1* to *E3*, Fig. 3) were performed using a Wenner-Schlumberger configuration with 64 electrodes 1.5 m to 2 m apart. Apparent resistivity data were inverted using the the software RES2DINV with the L1 norm (Loke and Barker, 1996). Active surface seismic experiments were performed along 13 profiles (*S1* to *S13*, Figs. 3 and 4), deploying 24 vertical 4.5 Hz Mark Products geophones spaced at an interval of 1.5 or 2 m and connected to a 24-channel Geometrics Geode acquisition unit. The signals generated by 5 kg vertical hammer drops were acquired with a sampling rate of 4000 Hz and duration of 2 seconds, allowing both P-waves and Rayleigh waves to be recorded. The source was fired 10 times at both ends of the profile and individual signals were stacked to enhance signal-to-noise ratio. Dispersion maps were computed applying the frequency wave-number method (*FK*; Lacoss *et al.* 1969), using time-series corresponding to source-to-receiver distances larger than four times the source offset distance (typically 2 m) in order to reduce near-field effects (Socco & Strobbia, 2004). Phase velocities related to the most energetic frequencies were then manually picked. The two dispersion curves obtained for each source offset were then averaged to get a mean dispersion curve and the uncertainty.



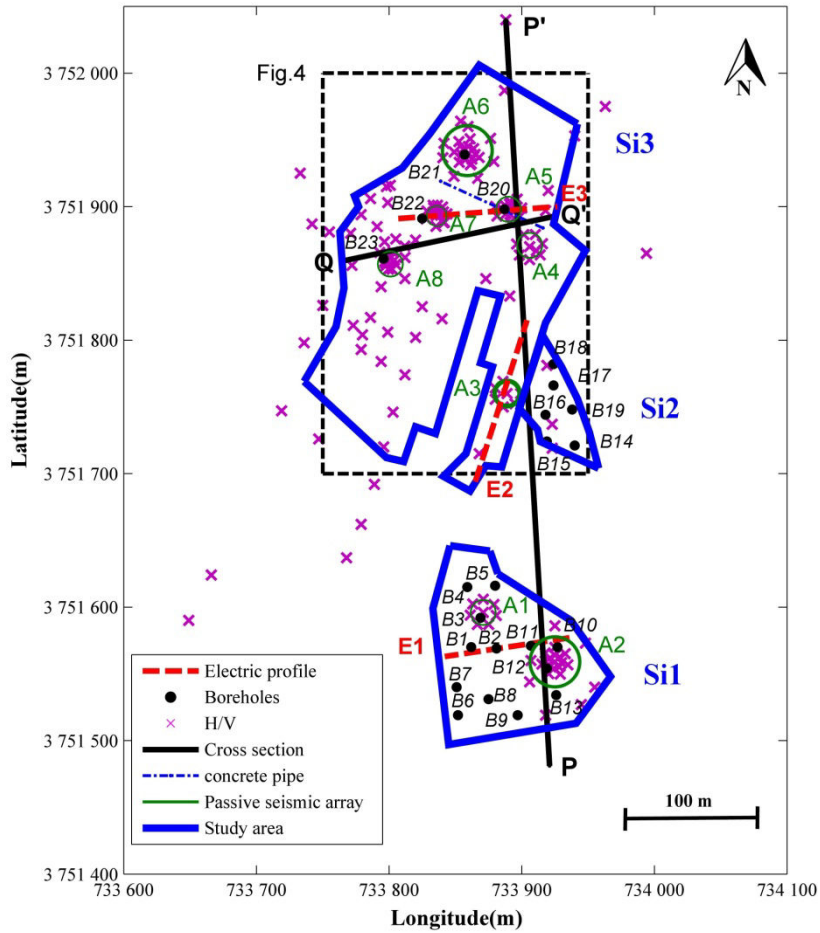


Figure 3: Location of geotechnical and geophysical tests. *B1* to *B23*: Boreholes; *A1* to *A8*: passive seismic arrays; *E1* to *E3*: electrical profiles. *H/V* measurements are located by crosses.

Single-station ambient noise measurements were performed at 151 sites (Fig. 3), using either Cityshark<sup>TM</sup> acquisition unit (Chatelain *et al.* 2000) connected to 5s-Lennartz sensors (cut-off period of 5 seconds) or Taurus (Nanometrics) connected to Guralp CMG40T sensors (cut-off period of 30 seconds). 40 additional measurements located outside the geographical area displayed in Fig. 3 were also measured with the same instruments. These thirty minutes to one hour duration records were used to estimate the fundamental resonance frequency of the soil cover using the *H/V* technique, originally proposed by Nogoshi & Igarashi 1971 and wide-spread by Nakamura (1989). It consists in estimating the spectral ratio between the horizontal and vertical components of ambient noise recorded at the surface. The *H/V* ratio has been experimentally and numerically proved to provide the fundamental resonance frequency (or period) of the site (e.g. Bonnefoy-Claudet & *al.* 2006; Haghshenas & *al.* 2008; Albarello & Lunedei 2010). In this study, *H/V* spectral ratios were computed on 50-second stationary time windows, selected by applying a STA/LTA anti-triggering algorithm with LTA= 1 s and STA = 30 s. Computed Fourier amplitude spectra were smoothed using the procedure of Konno & Ohmachi (1998), using a b-value of 40. The two horizontal components were then combined by computing the quadratic mean and the *H/V* ratios obtained for individual windows were averaged.

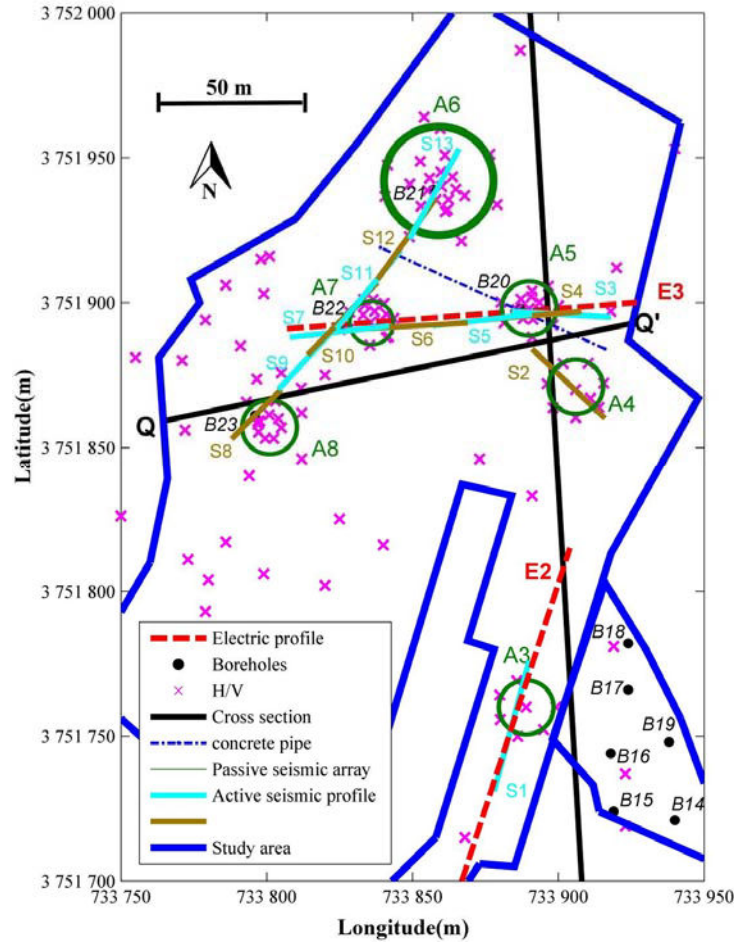


Figure 4: Location of the active seismic profiles (*S1* to *S13*) performed at site *Si3*. Profiles are alternatively in light blue and brown, for clarity purpose.

At 8 single-station sites, ambient vibrations were also recorded by seismic arrays (A1 to A8, Fig. 3) composed of 8 three-component Guralp CMG40T connected to Nanometric Taurus digitizers. Each array had a circular shape (one station in the center and seven on a circle) with apertures of 4, 10 and 20 m, depending on the site. Seismic array recordings were used to derive dispersion estimates (autocorrelation and dispersion curves) of Rayleigh waves by using *FK* (Lacoss & *al.* 1969), high-resolution *FK* (*HRFK*, Capon 1969) and Modified Spatial AutoCorrelation *MSPAC* techniques (Aki 1957; Bettig *et al.* 2001), as implemented in the software *Geopsy* (<http://www.geopsy.org>; Wathelet *et al.* 2008). For all techniques, phase velocities were determined in 100 frequency bands logarithmically spaced between 0.5 and 50 Hz. In each frequency band, the time window length was defined as 100 to 300 times the central period, depending on the array. Average *FK* dispersion curves and related standard deviation were derived from the phase velocity histograms (probability density functions) for wave numbers above the classical array resolution (*kmin*), defined as the mid-height width of the main lobe peak in the array response function. For *HRFK* processing, the lower wave number limit is half the classical array resolution (*kmin*/2) (Asten & Henstridge, 1984; Wathelet & *al.* 2008). *MSPAC* auto-correlation ratios were estimated for each semicircular sub-array (ring), using the set of all possible combination of azimuths and distances between

all sensor pairs within the array (Bettig & *al.* 2001). Dispersion estimates were inverted in order to derive  $V_s$  profiles, using the conditional Neighborhood Algorithm (Wathelet, 2008).

#### 4. Borehole tests

Fig. 5 presents the *SPT* profiles and borehole logs at the three sites *Si1*, *Si2* and *Si3*, along with  $V_s$  values in the four boreholes of the site *Si3*. The layered structure at site *Si1* is shown by the 50 m deep borehole *B6* (Fig. 5a), which encountered, from top to bottom, (1) a 11 m thick relatively stiff and coarse layer of gravel (with pebbles), (2) a 9 m thick layer of soft ( $N < 20$ ) clayey sand and (3) a thick layer of sand, the penetration strength of which increases with depth. The other *SPT* tests performed at site *Si1* (Figs. 5b, c and d) exhibit a similar shape, with some variations which will be studied further. No boreholes reached the carbonate bedrock in this area. Further North (site *Si2*; Fig. 5e to 5h), the 20 m deep boreholes and  $N$  values corroborated the presence of a soft clay layer of variable thickness (a few m to 7 m) interbedded between a compact coarse upper layer and a lower medium-dense sandy layer. At site *Si3* (Fig. 5i to 5l), this lower layer disappears and the clayey layer directly overlies the marly bedrock ( $N > 100$ ) at a depth ranging between 14 m (*B23*) and 18 m (*B20*, *B22*), illustrating lateral facies variations. To the north of this site, the clay thickens to more than 16 m at *B21* (Fig. 5j) where the bedrock was not reached. Core sample analysis at site *Si3* showed that the clayey layer is made of low plasticity clay (CL) to sandy clay (SC), according to USCS classification.

We made some statistics on the  $N$  values measured in the clay layer. At sites *Si2* and *Si3*, consistent mean values of  $14 \pm 7$  were found, while  $N$  is higher and more variable ( $21 \pm 9$ ) at site *Si1*. This suggests that the clay layer is slightly stiffer at site *Si1*, in agreement with the higher content in sand (SC) found in boreholes. In three boreholes (*B2* to *B4*), the clay layer is even barely distinguishable from the surrounding layers. Considering the upper limit of  $N$  values for defining the clay layer at each site, we studied its spatial variation across the study area. The maps of the layer thickness and top depth are shown in Fig. 6a and b, respectively. The clay layer is thin (2 to 4 m) at site *Si2* and dramatically thickens northward to reach more than 16 m in borehole *B21*. At site *Si1*, the layer thickness varies between 0 m and 10 m over short distances, highlighting the strong spatial variability in the alluvial plain. However, as mentioned before, the clay layer is locally stiffer and less well-defined in this area, making its limits more uncertain. The top of the clay layer (Fig. 6b) is located at a relatively similar depth (10-14 m) across the whole study area, slightly diminishing in depth (6-8 m) at the north-western part of site *Si3*, where the bedrock is sub-outcropping. Water measurements in the boreholes (from a few m deep to 1 m above ground level), suggest the existence of two aquifers: a superficial one located in the upper permeable layer of gravel overlying the clay layer, and a confined aquifer located in the sand layer and connected to the carbonate bedrock.

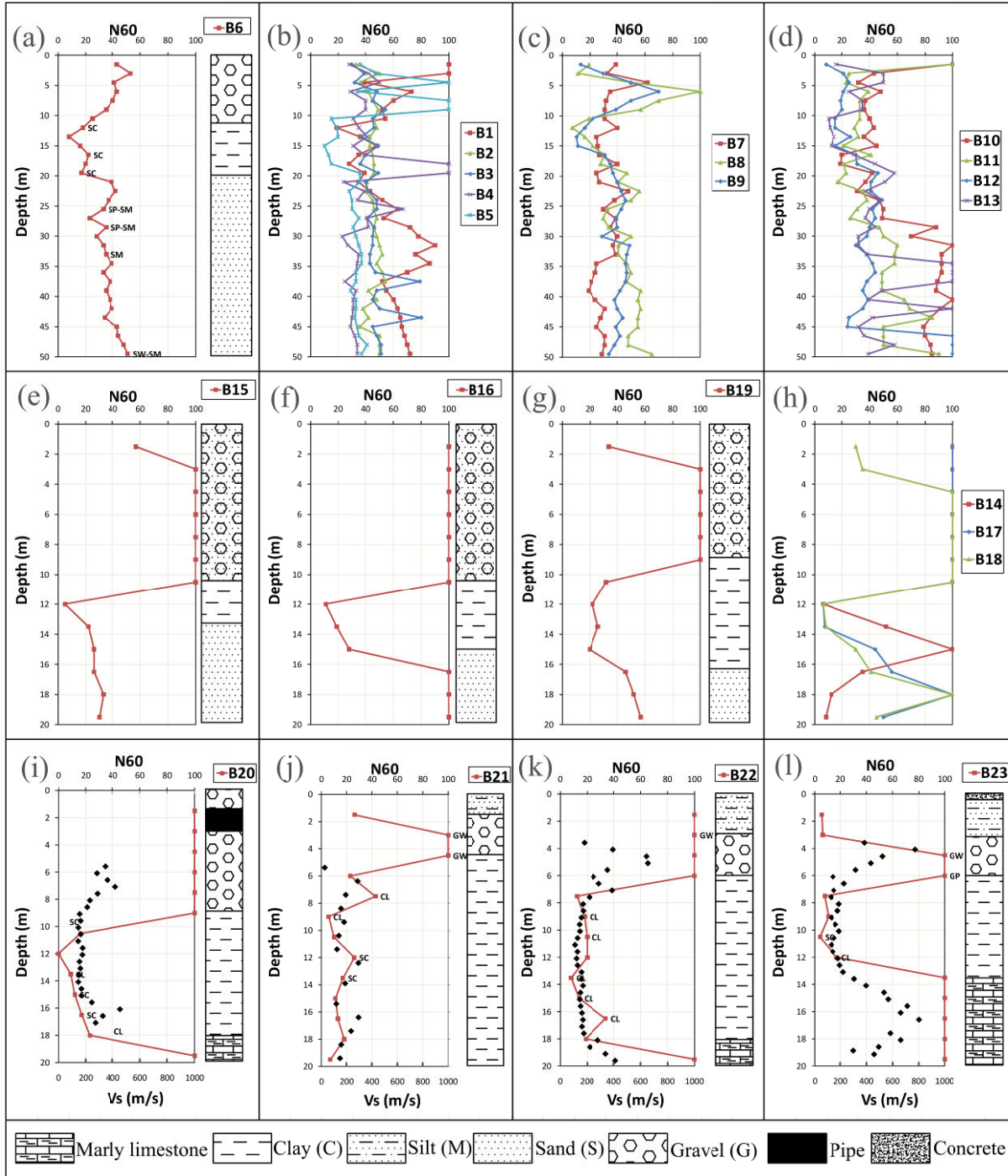


Figure 5: SPT profiles and borehole logs at the sites *Si1* (top line: a, b, c and d), *Si2* (middle line: e, f, g and h) and *Si3* (bottom line: i, j, k and l).  $V_s$  values measured during down-hole tests at site *Si3* are plotted for boreholes *B20* to *B23* (i to l). The two-letter symbols of USCS soil classification are indicated when core samples are analyzed (CL: low plasticity clay; SC: clayey sand; SM: silty sand; SW: well graded sand; GW: well graded gravel; GP: poorly graded gravel).

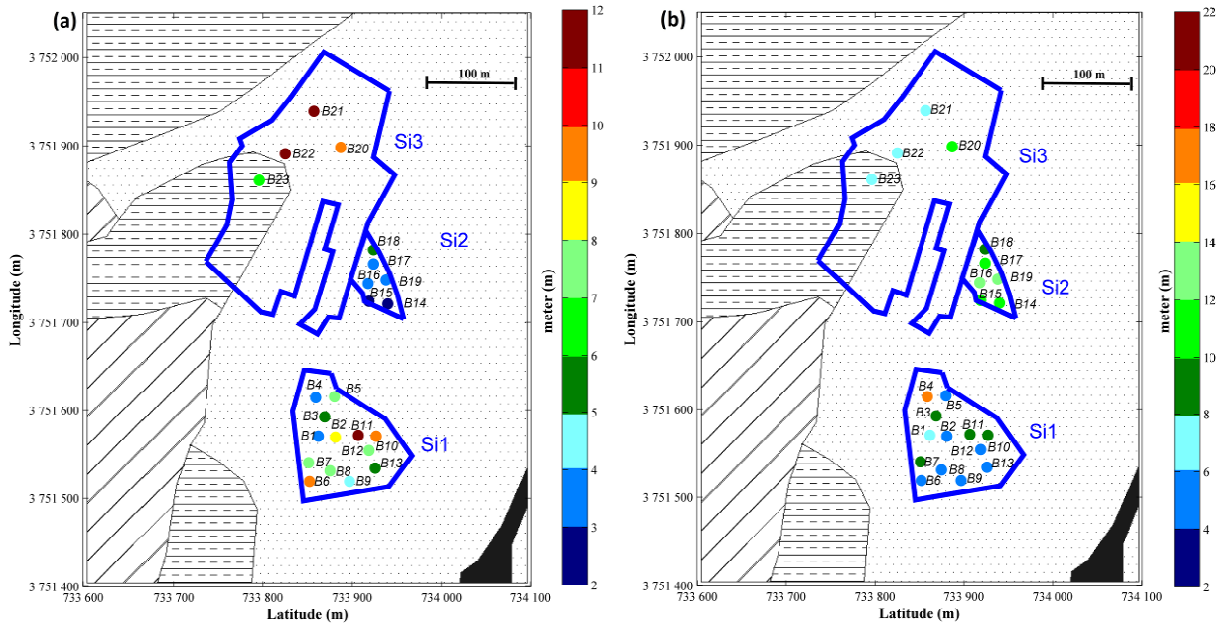


Figure 6: a) Map of the clay layer thickness in the study area over the geological map; b) Map of the clay layer top.

$V_s$  profiles derived from four down-hole tests at site *Si3* are shown in Fig. 5i to 5l (black dots). Velocities are found to be very stable in the clay layer (average value around 150 m/s), while they are higher and variable in the upper gravel layer, consistently with the spatial heterogeneity also witnessed by SPT measurements. At the top the marly limestone,  $V_s$  is about 400 m/s, indicating highly weathered rocks.

## 5. Electrical tomography results

The electrical images obtained after 7 to 10 iterations with a RMS less than 7% are shown in Fig. 7. For the chosen configuration, the penetration depth is between 24 m (*E2*, *E3*) and 17 m (*E1*). Electrical resistivity ( $\rho$ ) values are spread out over a wide range from 1  $\Omega$ m to 1100  $\Omega$ m, indicating a large variability in the electrical properties of the alluvial layers. The electrical tomography *E1* (Fig. 7a), performed at site *Si1*, has evidenced a layering in resistivity (from 5 to more than 1000  $\Omega$ m). Below a few m thick highly resistive ( $\rho > 430 \Omega$ m) shallow layer, corresponding to the superficial gravelly soil comprising pebbles, the resistivity image indicates the presence of interbedded finer sediment lenses ( $12 < \rho < 430 \Omega$ m). A homogeneous very conductive layer ( $\rho < 12 \Omega$ m) was found at 10-11 m depth, which matches the soft clayey layer shown by SPT and borehole data. The profile *E2* exhibits higher resistivity values (generally over 90  $\Omega$ m), with lower resistivity zones appearing in the central part and in the northern end, indicating the development of sandy layers and the significant thinning of the clay layer, which was also shown by the geotechnical data (Fig. 7b). Finally, the profile *E3* performed at the site *Si3* is characterized by a strongly heterogeneous superficial layer and by the presence of a very conductive body (resistivity lower than 10  $\Omega$ m), the wideness of which increases with depth (Fig. 7c). This conductive plume pattern probably results from the discharge of pollutant substances in a hole dug at the surface, which was observed in the



middle of the profile (Fig. 7c). This pollution strongly affects the electrical image and contributes to mask the bedding. This effect is discussed in Appendix A.

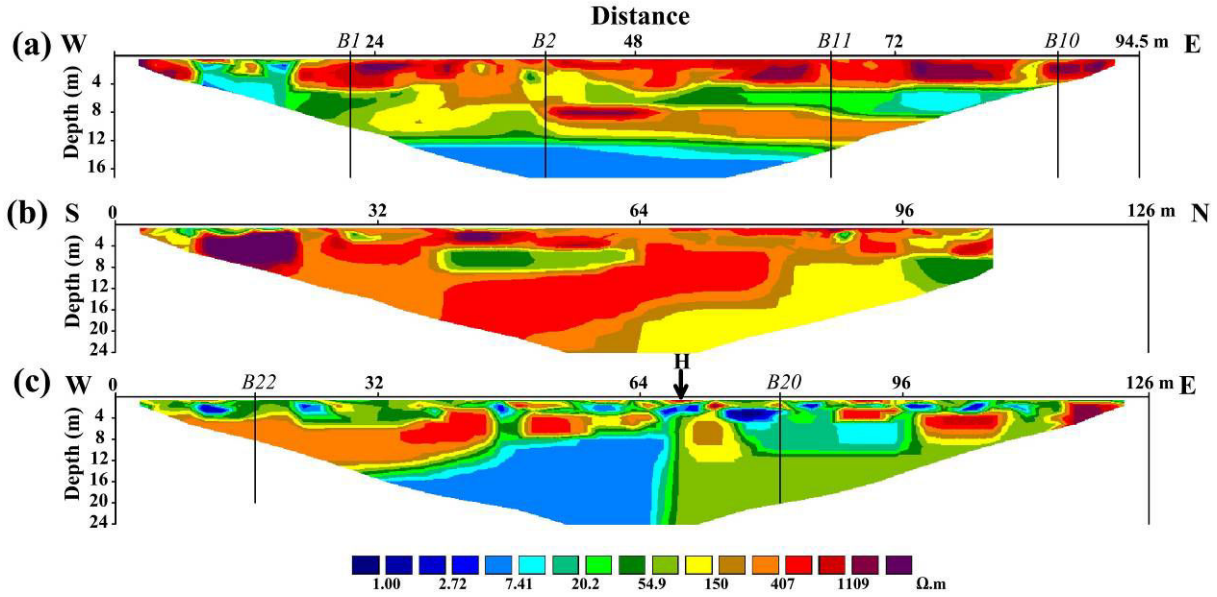


Figure 7: Electrical tomography sections. a) Electrical profile E1, 5 iterations, Abs error = 4.5 %; b) Electrical profile E2, 7 iterations, Abs error = 4.7 %; c) Electrical profile E3, 5 iterations, Abs error = 6.7 %. The profile E1 was performed on a platform excavated 4 m below the ground level during civil engineering works.

## 6. Resonance frequency mapping

The  $H/V$  spectral ratio curves measured in the study area are highly variable and three main different shapes can be identified, depending on site location. This difference is illustrated in Fig. 8a, which shows curves extracted at three different sites (labeled H1 to H3 in Fig. 8a). At site H1, the  $H/V$  curve is almost flat with a very small peak at relatively high frequency (4 Hz), suggesting the presence of outcropping bedrock in this area. At site H3 (Fig. 8a), the  $H/V$  curve exhibits a sharp peak with an amplitude of about 6, which may indicate a high impedance contrast between the sedimentary cover and the seismic bedrock (Albareello & Lunedei 2011). At site H2, the  $H/V$  curve shows a more complicated shape, in between a broad peak and plateau like-shape. Such a feature was previously observed by numerous authors and was interpreted as the result of a 2D irregular basement interface (e.g. Uebayashi 2003; Bonnefoy-Claudet *et al.* 2006; Özalaybey *et al.* 2011; Le Roux *et al.* 2012). In this study, this type of curves is observed at the edge of the alluvial plain. The map of the fundamental resonance frequency  $f_{HV}$  (and corresponding period) values is displayed over the geological map in Fig. 8b. Sites located in the alluvial plain exhibit sharp  $H/V$  peak with period (frequency) ranging from 0.2 to 0.8 s (1.25 to 5 Hz), the largest resonance periods being observed in the valley center. In contrast, records on Tertiary and Cretaceous marly limestone exhibit no  $H/V$  peaks (site H1, Fig. 8a).

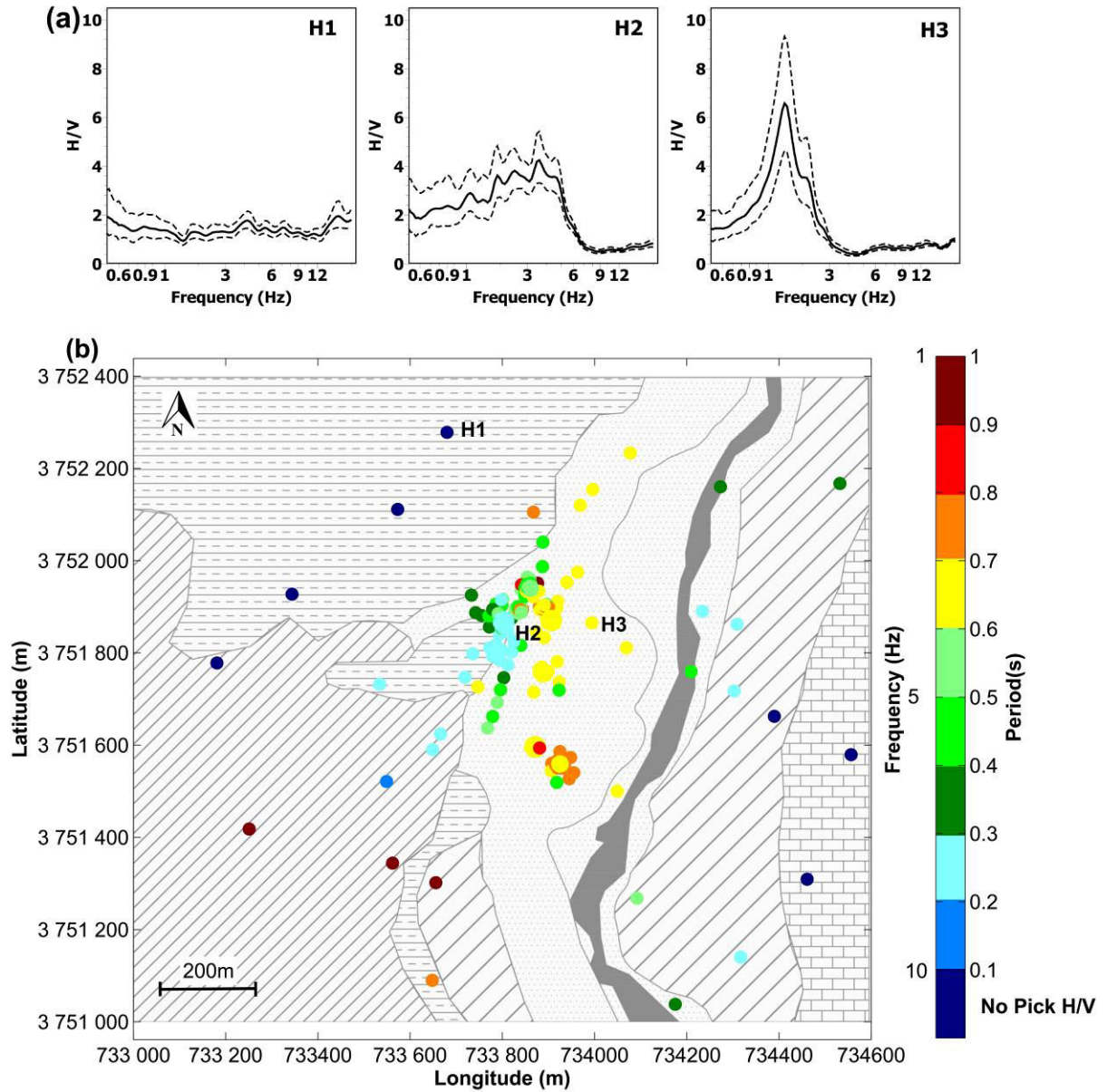


Figure 8: (a) Average  $H/V$  ratios (thick black line)  $\pm$  standard deviation (dashed black line) at  $H1$ ,  $H2$  and  $H3$ , the location of which is indicated in (b). (b) Map of fundamental resonance periods derived from microtremor recordings, with the geological units in the background.

The theoretical transfer functions for vertically incident SH-waves were computed using the method proposed by Kennett (1983) for simplified  $V_s$  profiles derived from the downhole tests in boreholes  $B20$  to  $B23$  (Fig. 9), assuming quality factors of 50 and 25 for P- and S-waves, respectively. These transfer functions are compared to the observed  $H/V$  curves in Fig. 9. The modelled resonance frequencies (1.7-3 Hz) well agree with  $f_{HV}$  measured at boreholes  $B21$ ,  $B22$  and  $B23$ . This outlines that the main seismic impedance contrast in these boreholes could be the interface between the clay layer and the weathered marly limestone (Fig. 5j to 5l). In contrast, the SH resonance frequency simulated at borehole  $B20$  (2.5 Hz) significantly overestimates the measured resonance frequency (1.4 Hz) (Fig. 9). This suggests the presence of a main seismic impedance contrast at a depth larger than the clay/marly limestone



interface.

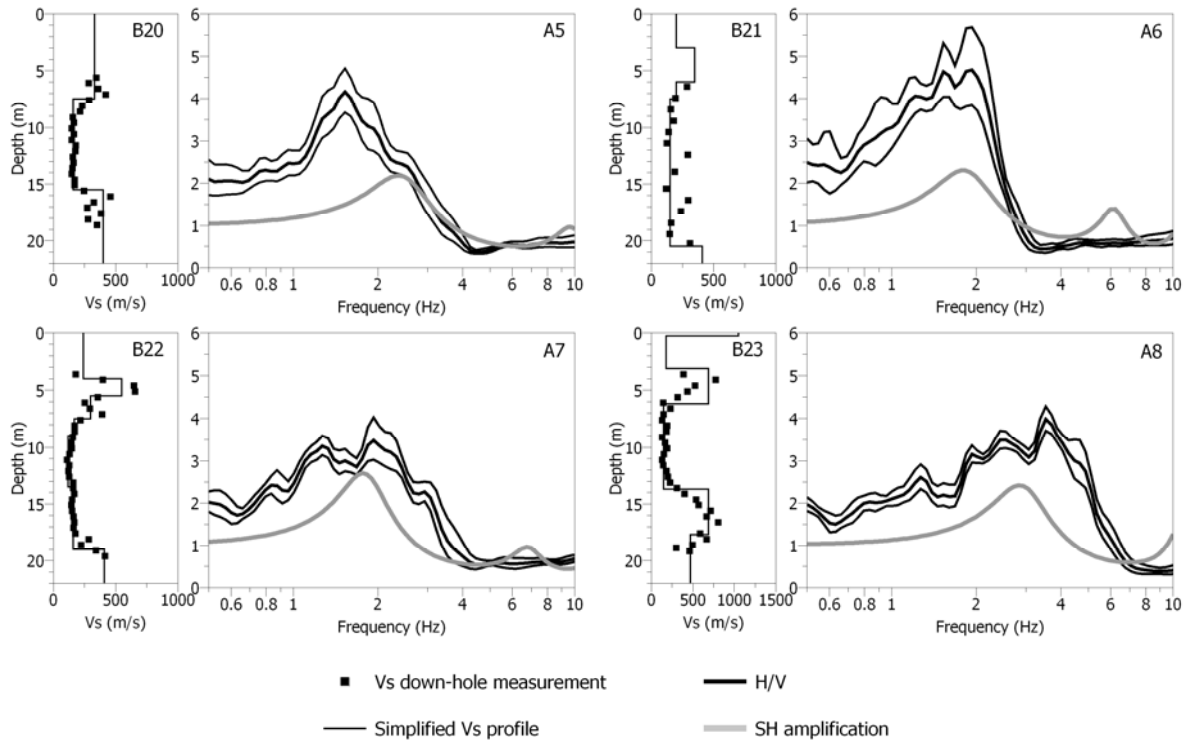


Figure 9: From left to right for each panel: measured shear-wave velocities (black squares) overlaying simplified velocity structure (thin black line), observed average H/V curves (thick black lines) with related standard deviation (thin black lines) and theoretical 1D SH transfer functions (gray lines). Upper left panel: borehole *B20* and seismic array *A5*; Upper right panel: borehole *B21* and seismic array *A6*; Lower left panel: borehole *B22* and seismic array *A7*; Lower right panel: borehole *B23* and seismic array *A8*.

## 7. Surface wave inversion

### 7.1 Dispersion estimates

Active and passive seismic experiments were locally combined to derive  $V_s$  profiles below the 8 seismic arrays. Fig. 10 shows the dispersion estimates computed for the passive seismic array *A7*, also using the data from active seismic profiles *S7* and *S10* (see location in Fig. 4). Fig. 10a to c display the seismograms recorded (at 1.5 m spacing) along the active *S10* profile, the Fourier amplitude spectra and the FK dispersion map, respectively, while the results of noise array analysis are shown in Fig. 10d to e. Most of the seismic energy released by the shots (Fig. 10b) is between 20 Hz and 80 Hz, limiting thus the frequency band for the extraction of the dispersion curve (Fig. 10c). Analysis of the two nearby *S7* and *S10* seismic profiles led to the average dispersion curve (green dots in Fig. 10c). Phase velocity histograms derived from *HRFK* analysis of seismic noise (Fig. 10d) clearly indicate a rise in velocity (blue dots) with increasing frequency between 10 and 22 Hz, and a decrease in velocity above 30 Hz. Similar phase velocity increase with frequency for the same spectral band is observed in the histograms derived from *MSPAC* analysis (Fig. 10e). In the low frequency band, the *MSPAC* histogram and the autocorrelation curve (Fig. 10f) are disturbed by a band kink around 4 Hz, which only allows getting dispersion estimates in the 2.8-4 Hz range (red dots;

Fig.10e). This kink is neither caused by a lack of energy in the Fourier amplitude spectrum for the vertical component (shown in Fig. 10f) nor by a poor azimuthal distribution of sensor pairs. Our interpretation is that this kink results from a jump to a higher mode of propagation, as already observed by Claproud et al. (2011) and Ikeda et al. (2012). Other smaller mode jumps are also visible on the phase velocity histograms (Fig. 10d) at 7, 13 and 18 Hz.

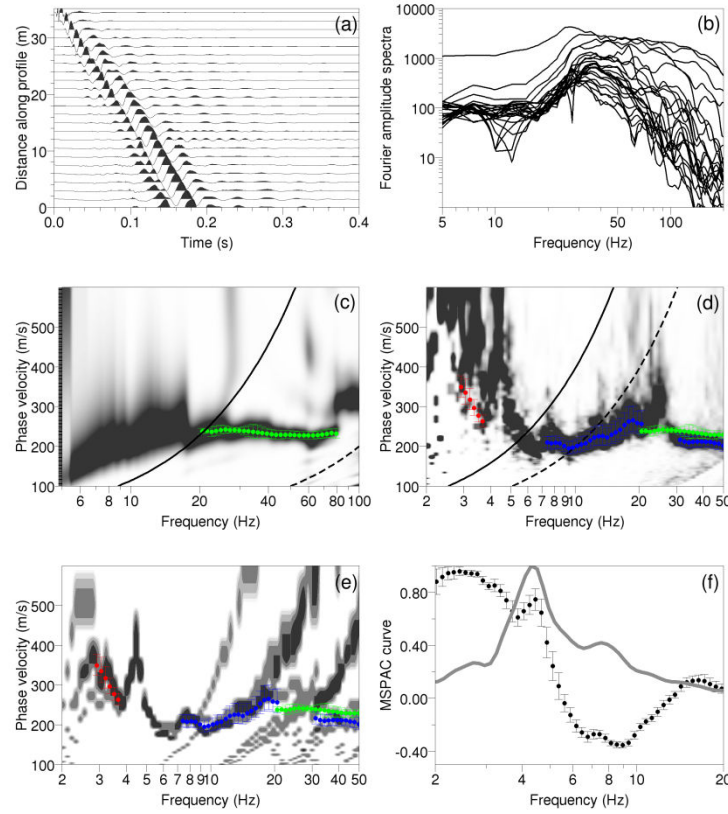


Figure 10: Surface wave analysis at the vicinity of borehole *B22*, combining active ((a) to (c)) and passive ((d) to (f)) seismic experiments (a) Seismograms (vertical component) recorded along the *S10* profile for a shot located at -36.5 m offset. The profile location is indicated in Figure 3. (b) Corresponding Fourier amplitude spectra. (c) Corresponding *FK* dispersion map. The continuous and dashed black lines are the spread length resolution limit after O'Neill (2004) and the aliasing limit, respectively. (d) Histogram of Rayleigh wave phase velocities obtained by stacking histograms observed on individual arrays by applying *HRFK* analysis to seismic noise records. The darkest color indicates highest value of the probability density function. The dashed and continuous black lines are the theoretical array resolution limits, namely  $k_{min}$  and  $k_{min}/2$  (see text for details). (e) Rayleigh wave phase velocity histograms derived from *MSPAC* average auto-correlation ratios and average dispersion curve along with their related standard deviation (dots). The darkest color indicates highest value of the probability density function. In c), d) and e), green dots indicate the average dispersion curve (+/- standard deviation) computed for the *S10* and *S7* profiles (hammer records), while blue and red dots show the Rayleigh wave dispersion curves (+/- standard deviation) obtained on individual noise array records using *HRFK* and *MSPAC* analysis, respectively. (f) Average *MSPAC* curves (black dots) obtained from the analysis of the rings having inner and outer radius of 15.2 and 16.1 m, respectively. Continuous gray line indicates Fourier amplitude spectrum of the vertical component measured at the center of the array.

Fig. 11 displays the combined dispersion curves obtained at all sites. They were gathered in Fig. 11a, 11b and 11c for the arrays located in site *Si2* and in the eastern part of site *Si3*, in the western of *Si3* and, and in site *Si1*, respectively. The combination of active and passive experiments allowed deriving the phase velocity over a wide frequency band (3-4.5

Hz to 60-100 Hz), except at site *Si1* where dispersion estimates were extracted up to 22 Hz only, because of the absence of active surface experiments.

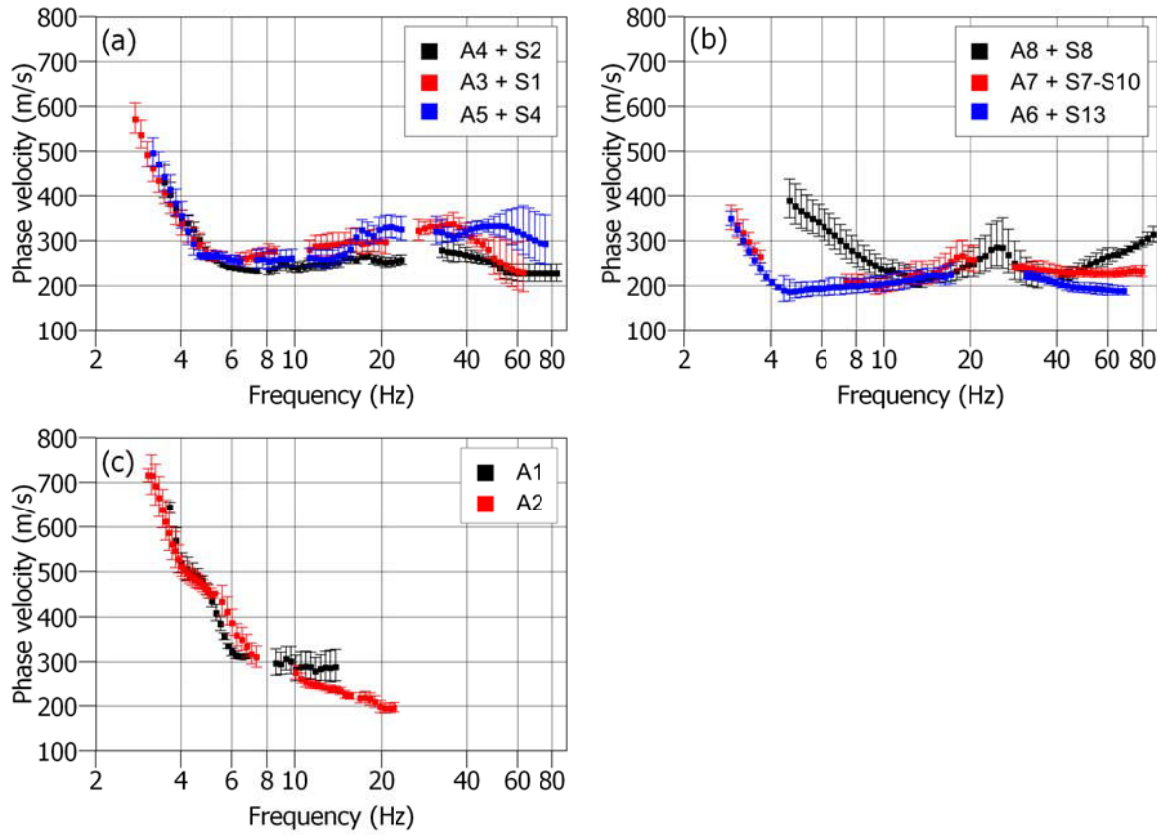


Figure 11: Dispersion curves (average phase velocity  $\pm$  standard deviation) obtained by combining *FK*, *SPAC* and *MASW* results: (a) site *Si2* and *Si3*, (b) site *Si3* and (c) site *Si1*.

In a stratified medium where  $V_s$  increases with depth, the phase velocity dispersion curve monotonically decreases with frequency, as observed for arrays *A1* and *A2* (Fig. 11c). All other dispersion curves exhibit an abnormal shape, with an increase in phase velocity for frequencies rising from 5-10 Hz to 22-30 Hz (Fig. 11a, b). Over 30 Hz, the curves show variable shapes, depending on the array location. This variability probably results from strong natural and anthropogenic heterogeneity in the very shallow layers. Comparing Fig. 11a and 11b, phase velocities for arrays *A6* and *A7* are lower by about 50 m/s than those for arrays *A3*, *A4* and *A5*. This difference is probably linked to the thickness of the clay layer, which is larger in the north-western part of site *Si3* than in its eastern part (Fig. 6a). The dispersion curve obtained at array *A8* shows a large increase in phase velocity at low frequency ( $< 15$  Hz), consistently with the thinning of the alluvial layers in this area. Another striking feature is that the phase velocities computed below 8 Hz at arrays *A1* and *A2* (Fig. 11c) are far larger than those obtained at the other sites (Fig. 10a and b). This issue will be discussed further.

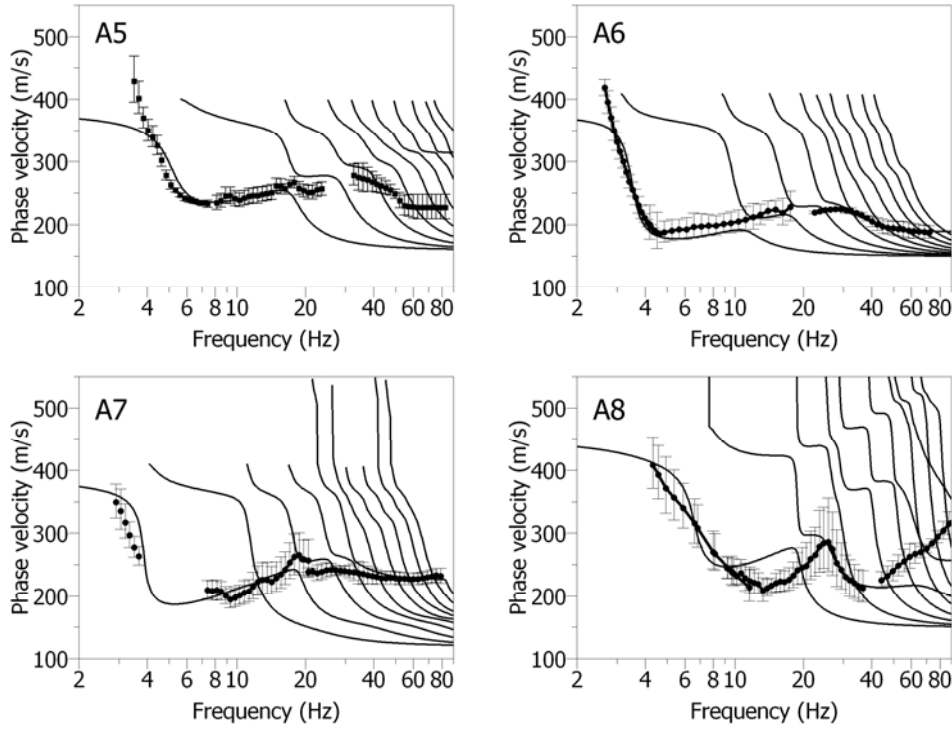


Figure 12 : Dispersion curve (black dots) measured at arrays *A5* to *A8*, and theoretical Rayleigh wave dispersion curves for the first ten modes, computed from the simplified velocity structure at boreholes *B20*, to *B23* (Figure 9), respectively.

The increase in phase velocity with frequency in some parts of experimental dispersion curves has already been reported in literature (among others Socco & Strobbia 2004; Maraschini & Foti 2010; Socco *et al.* 2010; Bergamo *et al.* 2011; Ikeda *et al.* 2012). The conventional explanation is the presence at depth of a low velocity layer, causing higher frequencies to propagate at higher velocities in a limited band of the dispersion curve (fundamental mode). Another effect of the soft layer, strengthening the first one, is that higher modes propagate with more energy than the fundamental one on given frequency bands and make the apparent dispersion curve jumping to higher modes at high frequencies. In order to understand the modal pattern of the experimental dispersion curves, the shear-wave velocity profiles at the borehole sites *B20* to *B23* were used to compute the theoretical dispersion curves for the ten first modes. They are compared to the array experimental curves in Fig. 12. At boreholes *B20*, *B21* and *B22* (arrays *A5*, *A6* and *A7*, respectively), the agreement between the curves is very good over 4 Hz, highlighting the continuous energy transfer to successive higher modes for increasing frequencies. Although the general shape of the measured dispersion curve is also reproduced at borehole *B23* (array *A8*), some discrepancies with theoretical phase velocities are observed, which may be explained by complex wave propagation effects in this area where the bedrock is sub-outcropping (Fig. 2). Fig. 12 also shows that the simplified ground models underestimate the phase velocities below 3 Hz and 4 Hz at arrays *A5* and *A6*, respectively. This suggests that  $V_s$  tends to increase with depth in the marly limestone at these sites.

The continuous jump of modes to high frequencies and the resulting observed modal superposition has already been reported in Maraschini & Foti (2010) from surface wave real data and, numerically, in Zhang & Lu (2003a, 2003b). As mentioned in Bergamo *et al.* (2011), this modal superposition makes the inversion of dispersion curve especially challenging, owing to the lack of any evidence of mode jumps. Classical inversion schemes would obviously fail in retrieving the correct shear velocity structure and more sophisticated inversion schemes, excluding *a priori* mode identification, would be required: full waveform inversion (Forbriger, 2003), multimodal inversion accounting for the distribution of maximum displacement of each mode at the surface (Lu & Zhang, 2006; Lu *et al.* 2007), or minimization of the stiffness matrix determinant (Maraschini *et al.* 2010). Although the last method is the most appealing for its simplicity and its computational effectiveness, the used linearized inversion scheme requires selecting an initial sufficiently realistic model. Testing and/or developing the above-mentioned inversion techniques are however beyond the scope of this paper. Alternatively, we chose to make the best use of all available geotechnical, geological data and resonance frequencies to define the parameterization and constrain the inversion of the part of the dispersion curve identified as the fundamental mode of Rayleigh waves.

## 7.2 Parameterization

The parameterization choice is of prime importance for the reliability of the dispersion curve inversion process and has to be driven by the *a priori* knowledge of the site (Renalier *et al.* 2010). In the case of the alluvial plain of Beirut, characterized by the presence of a low velocity layer, this prior information is crucial for the inversion reliability. The chosen ground model is made of three soil layers overlying a homogeneous half-space (sound bedrock), in agreement with the borehole data. The first two upper layers (sandy gravel and clay) are encountered at all sites (*Si1*, *Si2* and *Si3*), while the third one consists of a sand layer found at sites *Si1* and *Si2*, pinching out northward and disappearing in boreholes *B20* to *B23* (Site *Si3*; Fig. 5). At this site, the third layer is made of weathered marly limestone of unknown depth. Table 1 (Appendix 2) shows the chosen parameter ranges in the different layers at the array sites *A2* to *A8*. The dispersion estimates at array *A1* and *A4* are not inverted, as they are very similar to those determined at arrays *A2* and *A5*, respectively. In the two upper layers,  $V_s$  and layers bottom depth ranges were mainly driven by the down-hole tests (site *Si3*) and *SPT* tests (all sites), considering the minimum and maximum values. In the shallow heterogeneous gravelly layer (*GL*),  $V_s$  values are allowed to vary from 300 to 1000 m/s with a thickness range changing with the array location, accordingly with the borehole data (see Table 1). In the clay layer (*CL*),  $V_s$  varies between 100 and 200 m/s at site *Si3*. The same  $V_s$  range is considered for site *Si2*,  $N$  (*SPT*) values in the clay (14 +/- 7) being similar at the two sites. In contrast,  $N$  values in the clay at site *Si1* are larger (21 +/- 9) and the allowed  $V_s$  range has been expanded (100 to 300 m/s). In the lower weathered marly limestone layer (*WM*; arrays *A5* to *A8*),  $V_s$  values were allowed to vary between 400 and 2000 m/s, assuming a linear increase with depth. The same approach was used for the lower sand layer (*SL*) found below arrays *A2* and *A3*, in which  $V_s$  values as low as 200 m/s are allowed at the layer top. The



bottom depth range for the third layer is very large (15-200 m) for most arrays, as this information is not constrained by geotechnical data. The Poisson's ratio varies from 0.2 to 0.5 for all layers, in order to limit the ratio  $V_p/V_s$  within an acceptable range, while density is fixed to 1800, 1500 and 2000 kg/m<sup>3</sup> in the three layers overlying bedrock.

### 7.3 Shear-wave velocity profile determination

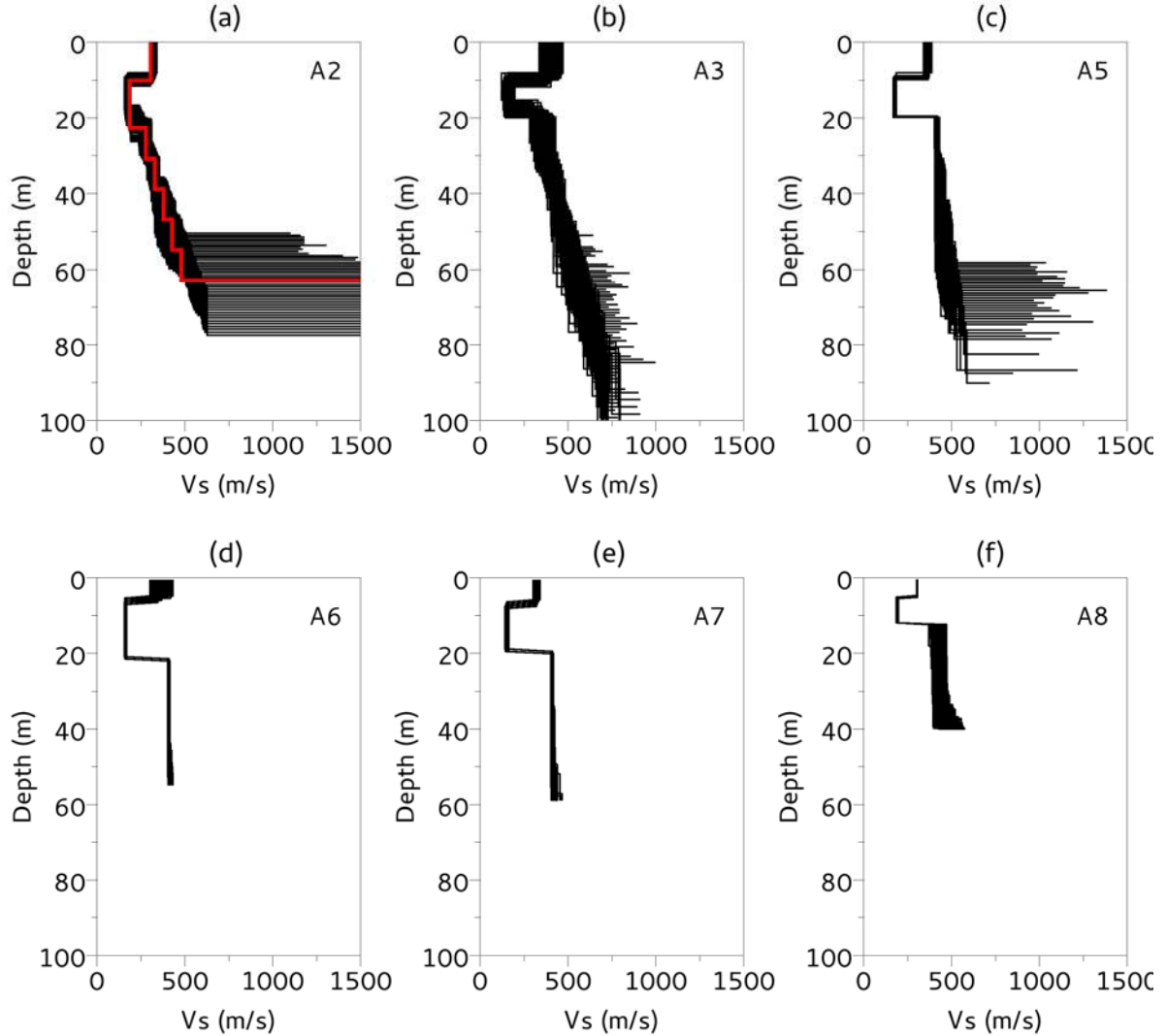


Figure 13: Ensemble of inverted shear-wave velocity profiles that explain the observed dispersion data within their uncertainty bounds for arrays *A2* to *A8*. The profile displayed in red for *A2* is used for ambient noise modelling (Fig. 14).

Inversion results were obtained after more than 100,000 theoretical model computations, using from 2 to 5 seed numbers in order to be independent of the random sampling. An ensemble of shear-wave velocity profiles that explain the data within their uncertainty bounds was extracted, applying the “acceptable solution” concept (Lomax & Snieder 1994; Souriau *et al.* 2011): all calculated dispersion curves that fall within the data uncertainty bounds are given the threshold misfit value of 1. From this statistically acceptable ensemble of  $V_s$  profiles, we selected those that provide SH peak frequency

consistent with the measured  $H/V$  peak frequency (values lying within the interval of one standard deviation on either side of the mean, the values of which are given in Table 1, Appendix 2), assuming that  $H/V$  peak frequency provides the resonance frequency, as previously discussed. Such a selection of  $V_s$  profiles was applied to arrays  $A2$ ,  $A3$  and  $A5$  only, since very good agreement was already found between SH peak frequencies inferred from down-hole  $V_s$  profiles and  $H/V$  peak frequencies in arrays  $A6$ ,  $A7$  and  $A8$  (Fig. 9). For these arrays, the maximum inverted depth was fixed to half the maximum measured wavelength. For all arrays, a reasonable number of acceptable solutions ( $> 600$ , Table A1) explaining the data and respecting the parameterization constraints was found, with however significant differences from one array to the other. The inverted shear-wave profiles are shown at the same scale in Fig. 13. We first consider the arrays  $A3$  to  $A8$ , for which only the low frequency part of the measured dispersion curve belonging to the fundamental mode of Rayleigh waves was inverted (see Table 1, Appendix 2). In the first gravel layer,  $V_s$  values are between 300 and 400 m/s, while  $V_s$  in the clay is usually in the range 150-200 m/s. At arrays  $A2$ ,  $A3$  and  $A5$ , shear-wave velocities below the clay layer slightly increase to a minimum depth of about 50 to 60 m, where the seismic substratum ( $V_s > 500$  m/s) is encountered.

As outlined before, phase velocities computed below 8 Hz at array  $A2$  are significantly higher than those obtained at the other sites (Fig. 11). Inversion performed with the assumption that the experimental dispersion curve is the Rayleigh fundamental mode did not succeed in finding models explaining the steep part of the curve below 8 Hz. These results suggest that the first higher mode could be dominant at low frequency, as already shown by different authors (e.g. Socco and Strobria, 2004). For array  $A2$ , it was then assumed that the measured phase velocities belong to the first higher mode from 3.2 to 8 Hz and to the fundamental mode of Rayleigh waves for higher frequencies. Inversion found acceptable models with velocities compatible with the other sites. We tried to understand the reasons for this difference in modal repartition at array  $A2$ . During array noise measurements at site  $Si1$ , a geotechnical company was injecting concrete for pile foundation in a 50 m deep borehole located between boreholes  $B9$  and  $B13$  (Fig. 3). The recorded noise time series (Fig. 14a) show unusual long duration transients, probably generated by the concrete injection. This hypothesis is supported by the azimuth-frequency map (Fig. 14b), which shows a strong dominance of waves propagating to  $N40^\circ$  between 4 and 10 Hz. These results suggest that the modal energy distribution of Rayleigh waves could have been influenced by local deep sources at this site. This hypothesis was tested by numerically simulating four minutes of ambient noise at site  $Si1$ , following the procedure described in Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006).



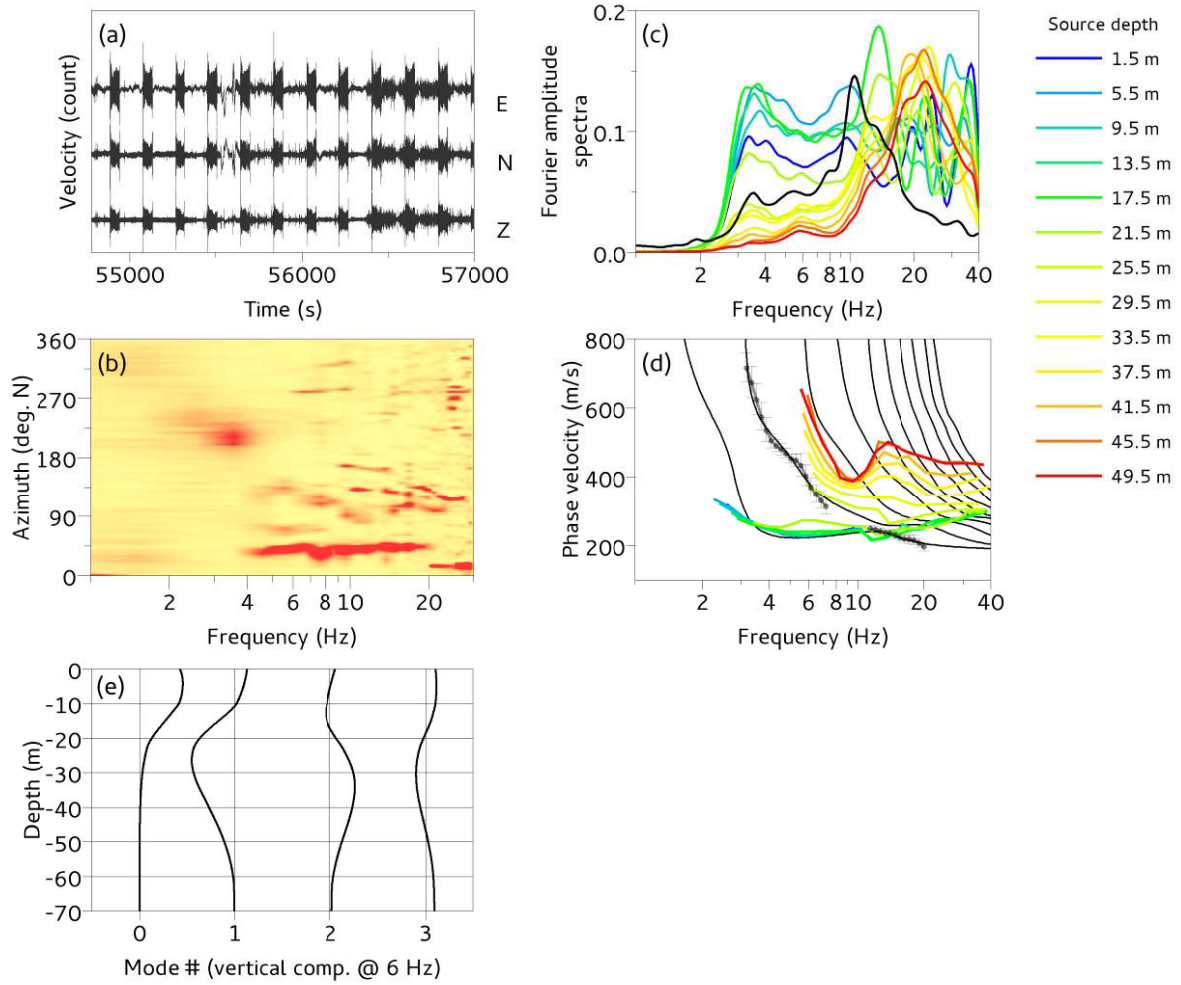


Figure 14: (a) Ambient noise signals recorded at the center of array *A2*; (b) Histogram of azimuths of ambient noise waves as a function of frequency. The reddest color indicates highest value of the probability density function.; (c) Fourier amplitude spectra of the noise synthetics computed at various source depths (colored lines) and of the measured noise (black line), at the center of array *A2*. Each seismic trace was normalized by its maximum before computing Fourier amplitude spectrum; (d) Rayleigh wave dispersion curves derived from noise synthetics for different source depths (colored lines) and theoretical dispersion curves (black lines, first 10 modes) for the ground model shown in Figure 13 (*A2*, red line). The black dots indicate the measured dispersion curve in *A2* array; (e) Rayleigh wave mode shape (eigen functions) for the vertical component at 6 Hz.

The  $V_s$  model used in this modeling is shown in Fig.13 (*A2*, red line). Noise sources were distributed at discrete depths from 1.5 to 49.5 m depth in a borehole located 60 m far from the centre of array *A2*. Noise sources were modeled as a vertical force and Green functions were convolved with a delta-like source time function having a constant Fourier amplitude spectrum between 0.1 and 40 Hz. The Fourier spectra (vertical component), obtained after normalizing each synthetic time series by its maximum amplitude at the array centre, are displayed for various source depths in Fig.14c. For frequencies below 10 Hz, noise amplitude spectra corresponding to sources located below the clay layer (21.5 m) are almost one order of magnitude lower than those recorded for shallower sources. Interestingly, the Fourier amplitude spectrum observed at the *A2* array centre (after normalizing the time series by its maximum value) is very similar to the synthetic Fourier amplitude spectra for sources located at about 25 m (Fig.14c). Corresponding dispersion curves (Fig.14d) clearly indicate that

sources located in the upper sand and clay layers (i.e. source depths ranging from 1.5 to 21.5 m) excite the fundamental mode of Rayleigh wave between 2 and 10 Hz. In the opposite, sources located below the clay layer lead to an apparent dispersion curve that is ranging between the first and the second higher modes of Rayleigh waves in the band 6-10 Hz. The proximity of the dispersion curve to the first or second higher mode is clearly controlled by the source depth. The eigen functions for the first 4 modes at 6 Hz (Fig.14e) show that sources located at the top of the deepest sand layer (source depth of 25.5 m) excite more efficiently the first higher mode. Despite the model simplicity, these results support the interpretation that the low-frequency phase velocities measured at arrays *A2* (and *A1*) correspond to the first higher Rayleigh wave mode (Fig. 14d).

## 8. 2D ground structure interpretation

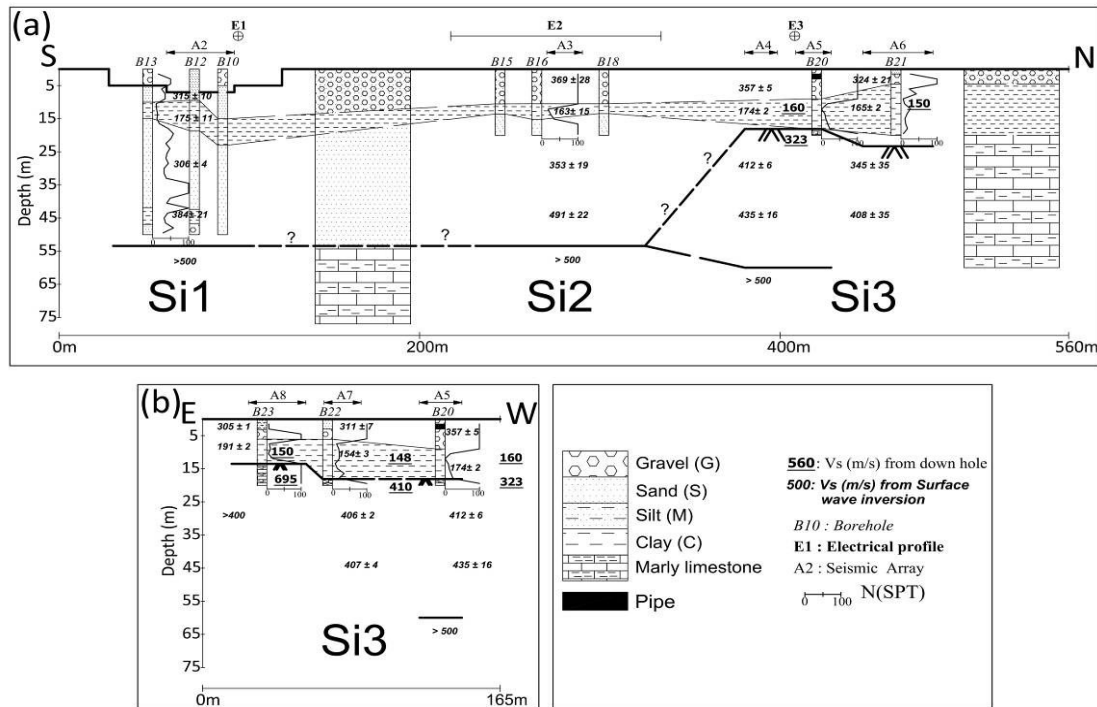


Figure15: Interpretative ground structure along the PP' and QQ' cross-sections indicated in Fig. 3, with the  $V_s$  values obtained from downhole tests and surface wave inversion.

Two cross-sections (PP' and QQ', see location in Fig.3) synthesising the geological, seismic and geotechnical results are presented in Fig.15. The first cross-section, oriented NS and 560 m long, shows the presence of four geological layers (Fig. 15a). The upper layer, made of horizons of sand and gravel with pebbles, thins out northward (from 14 m to 4 m). It is characterized by  $V_s$  values usually ranging from 300 m/s to 400 m/s. This coarse layer overlies the 2 to 12 m thick soft clay layer, which exhibits a significant thinning in the middle of the profile (site *Si2*).  $V_s$  in the clay decreases to 150 to 200 m/s. Below sites *Si1* and *Si2*, the clay layer is underlain with a thick sand layer (30 to 40 m), the velocity of which increases gradually with depth, from 300 m/s to 500 m/s. A seismic bedrock ( $V_s > 500$  m/s) is found at a

minimum depth of 50 m. This sand layer pinches out northward and disappears below site *Si3*, where the clay layer overlies the marly limestone at about 18-20 m.  $V_s$  values in this layer is low (about 400 m/s), indicating that the rock is highly weathered. The seismic bed-rock ( $V_s > 500$  m/s) was found below array *A5* at a minimum depth of 60 m. The water levels measured in the boreholes and deduced from refraction tests suggest the presence of a confined aquifer below the clay layer and of a superficial aquifer in the upper coarse gravel layer. The second EW cross-section (Fig.15b) illustrates the same three-layer structure (gravel, clay and marly limestone) encountered below site *Si3*, with a slight thinning of the alluvial layers at the eastern section end, where the marly bedrock was found at 14 m.

Again, the good comparison between the resonance frequencies computed for the three upper layers and the measured  $H/V$  peak frequencies (Fig. 9) prohibits to estimate the depth of the seismic bedrock ( $V_s > 500$  m/s) below the most north-eastern arrays (*A6* to *A8*), unlike the results below array *A5*. As shown in Fig. 13, this problem results from the presence of the low velocity clay layer and of the significant resulting seismic velocity contrast at its base. The latter generates a resonance frequency very close to the measured  $f_{HV}$  values below some arrays, which cannot bring any constrain on the bedrock depth in the inversion process. In order to better understand the relation between the different resonance frequencies, Figure 16 compares the experimental  $H/V$  curves with the theoretical 1D SH transfer functions computed for all the acceptable velocity profiles obtained at arrays *A2* (site *Si1*), *A3* (site *Si2*) and *A5* (site *Si3*), considering and not considering the seismic bedrock. It turned out that, depending on the velocity models, the two transfer functions could be very similar both in terms of frequency and shape, like at array *A3*. In this case, the seismic bedrock depth is hard to define (Fig.13b). In contrast, when the two transfer functions are different (Fig.16a and c), a significant contrast in velocity at depth is found during inversion (Fig.13a and c). These results evidence that the existence of a relatively thick low velocity layer could strongly control the seismic response of the site. In such velocity structure,  $f_{HV}$  values could not be considered as a reliable proxy of the sediment thickness, as usually observed in sites exhibiting increasing shear-wave velocities with depth (e.g. Hinzen *et al.* 2004; Nguyen *et al.* 2004; Le Roux *et al.* 2012).

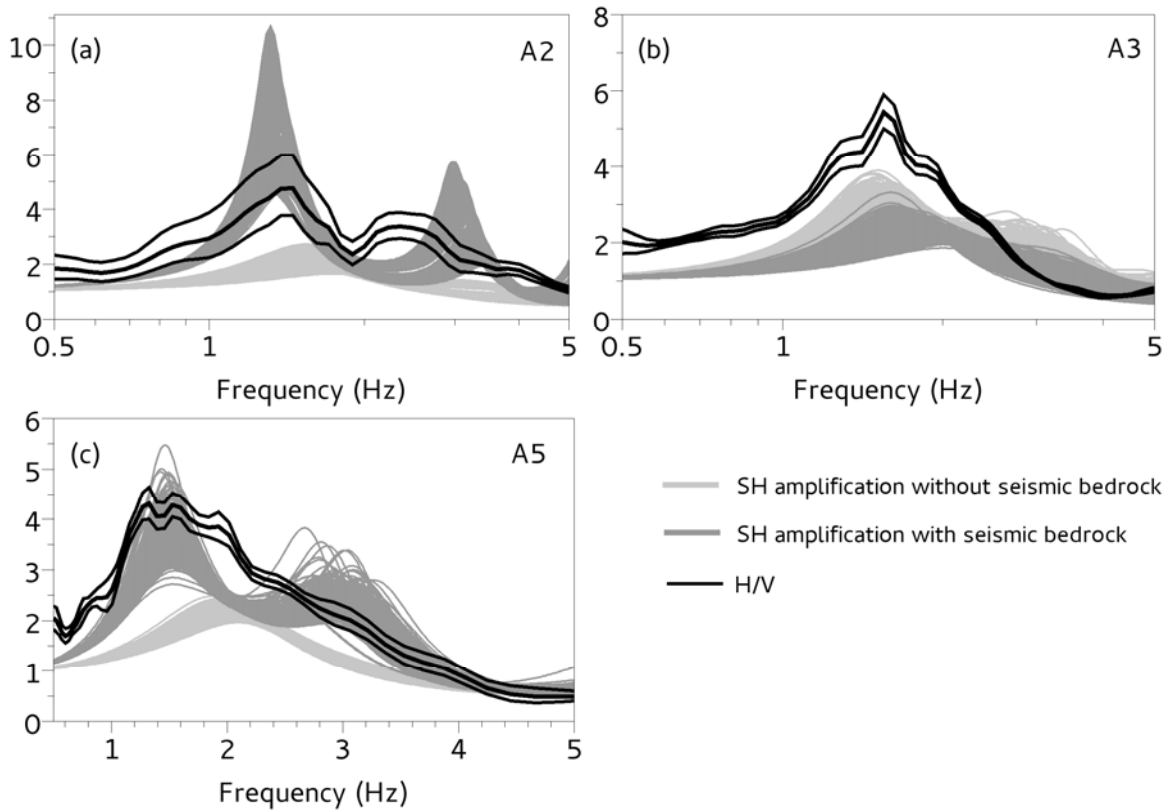


Figure 16: Measured average  $H/V$  curves (thick black lines) with related standard deviation (thin black lines) and, theoretical 1D SH transfer functions computed from the ensemble of shear-wave velocity profiles shown in Figure 13. The dark and light grey curves stand for the SH transfer functions computed from the  $V_s$  profiles with and without considering the seismic bedrock.

## 9. Conclusions

A geotechnical and geophysical campaign was carried out at three sites in the alluvial plain of the river of Beirut (Lebanon). The geotechnical structure of this urban area is characterized by a strong horizontal and vertical variability in the alluvial layers. In particular, both electrical methods and geotechnical tests have detected the presence of a shallow soft and conductive clay layer embedded in coarser formations, the thickness of which varies from 2 m to 12 m. In the computed dispersion curves, the presence of this low velocity layer was shown to generate at high frequency a continuous transfer of energy from one higher mode to another, resulting in a continuous increase in phase velocity with frequency. Such modal superposition prohibits use of classical inversion schemes based on mode numbering. In this case study, borehole data (geological log and  $V_s$  values in the upper layers) were of prime importance to adequately define the parameterization and to ensure the inversion reliability of the dispersion curve branch belonging to the fundamental mode at low frequency. It was also found that this low velocity layer generates a resonance phenomenon that largely contributes to the seismic response of the sites. In such seismic structures, the measured  $H/V$  peak frequency cannot be reliably used as an estimator of the thickness of soft layers overlying bedrock. Human activity was also found to have a significant influence on the application of geophysical prospecting at this urban site. In addition to the numerous subsoil modifications (pavement, excavations, concrete pipes, trenches, fillings), which have influenced all shallow geophysical measurements, the discharge of pollutant substances at the surface was found to have significantly affected some electrical

images, masking the bedding and the presence of the clay layer. A last, anthropogenic effect has been the activation of continuous seismic sources related to building activity during the survey, which have excited higher modes of surface waves at low frequency. This case study illustrates the need of combining investigation methods in order to understand the geophysical measurements in a complex medium and to reach a robust 2D/3D model.

## Acknowledgments

This work was partially funded by project LIBRIS ANR Risknat-2009-006, the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) and the CEDRE French-Lebanese collaboration program. Part of seismic instruments used in this study belong to the French national pool of portable Seismic instruments Sismob (INSU-CNRS). ISTerre is part of *Labex OSUG@2020 (ANR10 LABX56)*.

## References

1. ACTS. (2009). *4748 Towers project-Korniche Al-Naher-Beirut*. internal geotechnical engineering report, Beirut.
2. Aki, A. (1957). *Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors*. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo: Tokyo University.
3. Albarello, D., & Lunedei, E. (2010). Alternative interpretations of horizontal to vertical spectral ratios of ambient vibrations: new insights from theoretical modeling. *Bull. Earthq. Eng* , 8 (3), 519–534.
4. Albarello, D., & Lunedei, E. (2011). Structure of an ambient vibration wavefield in the frequency range of engineering interest ([0.5, 20] Hz): insights from numerical modelling. *Near Surf. Geophys* , 9 (6), 543–559.
5. Arai, H., & Tokimatsu, K. (2005). S-wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. *Bull. seism. Soc. Am* , 95, 1766–1778.
6. Assimaki, D., Pecker, A., Popescu, R., & Prevost, J. (2003). Effects of spatial variability of soil properties on surface ground motion. *J. Earthq. Eng.* , 7 (S1), 1–44.
7. Asten, M., & Henstridge, J. (1984). Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* , 49, 1828–1837.
8. Bard, P. (2010). From non-invasive site characterization to site amplification: recent advances in the use of ambient vibration measurements, in *Earthquake Engineering in Europe. Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering* , 17 (Springer), 105–123.



9. Bard, P., Campillo, M., Chavez-Garcia, F., & Sanchez-Sesma, F. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985—a theoretical investigation of large-and small-scale amplification effects in the Mexico City Valley. *Earthq. Spectra* , 4 (3), 609–633.
10. Bergamo, P., Comina, C., Foti, S., & Maraschini, M. (2011). Seismic characterization of shallowbedrock sites with multimoda lMonte Carlo inversion of surface wave data. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* , 31 (3), 530–534.
11. Bettig, B., Bard, P., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., et al. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* , 42 (3–4), 281–304.
12. Bièvre, G., Kniess, U., Jongmans, D., Pathier, E., Schwartz, S., van Westen, C., et al. (2011). Paleotopographic control of landslides in lacustrine deposits (Tri`eves plateau, French western Alps). *Geomorphology* , 125, 214–224.
13. Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., et al. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* , 167 (2), 827–837.
14. Boore, D. (2006). Determining subsurface shear-wave velocities: a review. *Proceeding of the 3rd Int. Symp. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion* (p. 103). Grenoble: Eds Bard, P.Y.; Chaljub, E.; Cornou, C.; Cotton, F.; Gueguen, P.; LCPC Editions.
15. Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, 57, pp. 1408–1418.
16. Chaljub, E., Moczo, P., Tsuno, S., Bard, P., Kristek, J., Käser, M., et al. (2010). Quantitative comparison of four numerical predictions of 3D ground motion in the Grenoble Valley, France. *Bull. seism. Soc. Am.* , 100 (4), 1427–1455.
17. Chatelain, J., Gueguen, P., Guillier, B., Frechet, J., Bondoux, F., Sarrault, J., et al. (2000). CityShark: a user-friendly instrument dedicated to ambient noise (microtremor) recording for site and building response studies. *Seismol. Res. Lett.* , 71 (6), 698–703.
18. Chavez-Garcia, F., & Bard, P. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* , 13, 229–247.
19. Chavez-Gracia, F., & Faccioli, E. (2000). Complex site effects and building codes: making the leap. *J. Seismol.* , 4 (1), 23–40.
20. Chin, B., & Aki, K. (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta Earthquake: a preliminary result on pervasive nonlinear effects. *Bull. seism. Soc. Am.* , 81 (5), 1859–1884.



21. Claprood, M., Asten, M., & Kristek, J. (2011). Using the SPAC microtremor method to identify 2D effects and evaluate 1D shear-wave velocity profile in valleys. *Bull. seism. Soc. Am.* , 101 (2), 826–847.
22. Cornforth, D. (2005). *Landslides in Practice: Investigation, Analysis and Remedial/Preventative Options in Soils*. Wiley.
23. Daëron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., & Sursock, A. (2007). 12 000-year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh fault, Levant fault system, Lebanon. *Bull. seism. Soc. Am.* , 97 (3), 749–771.
24. Di Giulio, G. (2012). Exploring the model space and ranking a best class of models in surface-wave dispersion inversion: application at European strong-motion sites. *Geophysics* , 77 (3), B147–B166.
25. Finn, W. (2000). State-of-the-art of geotechnical earthquake engineering practice. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* , 20, 1–15.
26. Flageollet, J., Malet, J., & Maquaire, O. (2000). The 3D structure of the Super-Sauze earthflow: a first stage towards modelling its behaviour. *Phys. Chem. Earth, Part B: Hydrol., Oceans Atmos.* , 25 (9), 785–791.
27. Forbriger, T. (2003). Inversion of shallow seismic wavefields: I. Wavefield transformation. *Geophys. J. Int.* , 153 (3), 719–734.
28. Foti, S., Parolai, S., Albarello, D., & Picozzi, M. (2011). Application of surface-wave methods for seismic site characterization. *Surv. Geophys.* , 32 (6), 777–825.
29. Godio, A., & Naldi, M. (2003). Two-dimensional electrical imaging for detection of hydrocarbon contaminants. *Near Surf. Geophys.* , 1 (3), 131–137.
30. Haghshenas, E., Bard, P., & Theodulidis, N. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bull. Earthq. Eng.* , 6 (1), 75–108.
31. Hanks, T., & Brady, A. (1991). The Loma Prieta earthquake, ground motion, and damage in Oakland, Treasure Island, and San Francisco. *Bull. seism. Soc. Am.* , 81 (5), 2019–2047.
32. Hizen, K., Weber, B., & Scherbaum, F. (2004). On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine Embayment, Germany. *J. Earthq. Eng.* , 8 (6), 909–926.
33. Hobiger, M. (2013). Ground structure imaging by inversions of Rayleigh wave ellipticity: sensitivity analysis and application to European strongmotion sites. *Geophys. J. Int.* , 192 (1), 207–229.

34. Hunter, J., Benjumea, B., Harris, J., Miller, R., Pullan, S., Burns, R., et al. (2002). Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* , 22 (9), 931–941.
35. Ikeda, T., Matsuoka, ., T., Tsuji, T., & Hayashi, K. (2012). Multimode inversion with amplitude response of surface waves in the spatial autocorrelation method. *Geophys. J. Int.* , 190 (1), 541–552.
36. Jongmans, D. (1992). The application of seismic methods for dynamic characterization of soils in earthquake engineering. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.* , 46, 63–69.
37. Jongmans, D., & Campillo, M. (1990). The Liege earthquake of November 8, 1983, Damage distribution and site effects. *Earthq. Spectra* , 6 (4), 713–737.
38. Jongmans, D., Bièvre, G., Renalier, F., Schwartz, S., Beaurez, N., & Orenge, Y. (2009). Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Eng. Geol.* , 109 (1), 45–56.
39. Kennett, B. (1983). Seismic Wave Propagation in Stratified Media. *Cambridge Univ. Press*.
40. Komatitsch, D., Liu, Q., Tromp, J., Süss, P., Stidham, C., & Shaw, J. (2004). Simulations of ground motion in the Los Angeles basin based upon the spectral-element method. *Bull. seism. Soc. Am.* , 94 (1), 187–206.
41. Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. seism. Soc. Am.* , 88 (1), 228–241.
42. Lacoss, R., Kelly, E., & Toksöz, M. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* , 34, 21–38.
43. Le Roux, O., Cornou, C., Jongmans, D., & Schwartz, S. (2012). 1-D and 2-D resonances in an Alpine valley identified from ambient noise measurements and 3-D modelling. *Geophys. J. Int.* , 191 (2), 579–590.
44. Loke, M., & Barker, R. (1996). Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics* , 60 (6), 1682–1690.
45. Lomax, A., & Snieder, R. (1994). Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe. *Geophys. Res. Lett.* , 21 (24), 2617–2620.
46. Lu, L., & Zhang, B. (2006). Inversion of Rayleigh waves using a genetic algorithm in the presence of a low-velocity layer. *Acoust. Phys.* , 52 (6), 701–712.

47. Lu, L., Wang, C., & Zhang, B. (2007). Inversion of multimode Rayleigh waves in the presence of a low-velocity layer: numerical and laboratory study. *Geophys. J. Int.* , 168 (3), 1235–1246.
48. Makra, K., Chavez-Gracia, F., Raptakis, D., & Pitilakis, K. (2005). Parametric analysis of the seismic response of a 2D sedimentary valley: implications for code implementations of complex site effects. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* , 25 (4), 303–315.
49. Maraschini, M., & Foti, S. (2010). A Monte Carlo multimodal inversion of surface waves. *Geophys. J. Int.* , 182 (3), 1557–1566.
50. Maraschini, M., Ernst, F., Foti, S., & Socco, L. (2010). Anewmisfit function for multimodal inversion of surface waves. *Geophysics* , 75 (4), G31–G43.
51. Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quat. Rep. Railway Technol. Res. Inst.* , 30, 25–33.
52. Nguyen, F., Rompaey, G., Teerlynck, H., Van Camp, M., Jongmans, D., & Camelbeeck, T. (2004). Use of microtremor measurement for assessing site effects in Northern Belgium—interpretation of the observed intensity during the Ms = 5.0 June 11 1938 earthquake. *J. Seismol.* , 8, 41–56.
53. Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *J. Seismol. Soc. Jpn.* , 24, 26–40.
54. O'Neill, A. (2004). Shear wave velocity model appraisal in shallow surface wave inversion. In A. Viana de Fonseca, & P. Mayne (Ed.), *Proceedings of the ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, (pp. 539–546). Millpress, Rotterdam, Portugal.
55. Özalaybey, S., Zor, E., Ergintav, S., & Tapırdamaz, M. (2011). Investigation of 3-D basin structures in the Izmit Bay area (Turkey) by single-station microtremor and gravimetric methods. *Geophys. J. Int.* , 186 (2), 883–894.
56. Pagliaroli, A., Moscatelli, M., Raspa, G., & Naso, G. (2014). Seismic microzonation of the central archaeological area of Rome: results and uncertainties. *Bull. Earthq. Eng.* , 12, 1405–1428.
57. Park, C., Miller, R., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* , 64 (3), 800–808.
58. Park, C., Miller, R., Rydén, N., Xia, J., & Ivanov, J. (2005). Combined use of active and passive surface waves. *J. Environ. Eng. Geophys* , 10 (3), 323–334.
59. Park, C., Miller, R., Xia, J., & Ivanov, J. (2007). Multichannel analysis of surface waves (MASW)—active and passive methods. *Leading Edge* , 26 (1), 60–64.

60. Picozzi, M., Parolai, S., & Richwalski, S. (2005). Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophys. Res. Lett.* , 32 (11).
61. Poggi, V., & Fäh, D. (2010). Estimating Rayleigh wave particle motion from three-component array analysis of ambient vibrations. *Geophys. J. Int.* , 180 (1), 251–267.
62. Poggi, V., Fäh, D., Burjanek, J., & Giardini, D. (2012). The use of Rayleigh wave ellipticity for site-specific hazard assessment and microzonation: application to the city of Lucerne, Switzerland. *Geophys. J. Int.* , 188 (3), 1154–1172.
63. Popescu, R., Deodatis, G., & Nobahar, A. (2005). Effects of random heterogeneity of soil properties on bearing capacity. *Probab. Eng. Mech.* , 20, 324–341.
64. Renalier, F., Jongmans, D., Savvaidis, A., Wathelet, M., Endrun, B., & Cornou, C. (2010). Influence of parameterization on inversion of surface wave dispersion curves and definition of an inversion strategy for sites with a strong  $V_s$  contrast. *Geophysics* , 75 (6), B197–B209.
65. Scherbaum, F., Hinzen, F., & Ohrnberger, M. (2003). Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations. *Geophys. J. Int.* , 152, 597–612.
66. Socco, L., & Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surf. Geophys.* , 2 (4), 165–185.
67. Socco, L., Foti, S., & Boiero, D. (2010). Surface-wave analysis for building near-surface velocity models—established approaches and new perspectives. *Geophysics* , 75 (5), A83–A102.
68. Souriau, A. (2011). Multimethod characterization of the Frenchpyrenean valley of Bagnères-de-Bigorre for seismic-hazard evaluation: observations and models. *Bull. seism. Soc. Am.* , 101 (4), 1912–1937.
69. Thompson, E., Baise, L., Kayen, R., & Guzina, B. (2009). Impediments to predicting site response: Seismic property estimation and modeling simplifications. *Bull. seism. Soc. Am.* , 99 (5), 2927–2949.
70. Uebayashi, H. (2003). Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors. *Bull. seism. Soc. Am.* , 93 (2), 570–582.
71. Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic sjkcaling. *Geophys. Res. Lett.* , 35 (9).

72. Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surf. Geophys.* , 2 (4), 211–221.
73. Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., & Bonnefoy-Claudet, S. (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over V s inversion. *J. Seismol.* , 12 (1), 1–19.
74. Zhang, B., & Lu, L. (2003a). Guided waves in a stratified half-space. *Acoust. Phys.* , 49 (4), 420–430.
75. Zhang, B., & Lu, L. (2003b). Rayleigh wave and detection of low-velocity layers in a stratified half-space. *Acoust. Phys.* , 49 (5), 516–528.
76. Zor, E., Özalaybey, S., Karaaslan, A., Tapırdamaz, M., Özalaybey, S., Tarancıoğlu, A., et al. (2010). Shear wave velocity structure of the Izmit Bay area (Turkey) estimated from active–passive array surface wave and single-station microtremor methods. *Geophys. J. Int.* , 182 (3), 1603–1618.

## Appendix A: Contamination effect on electrical images

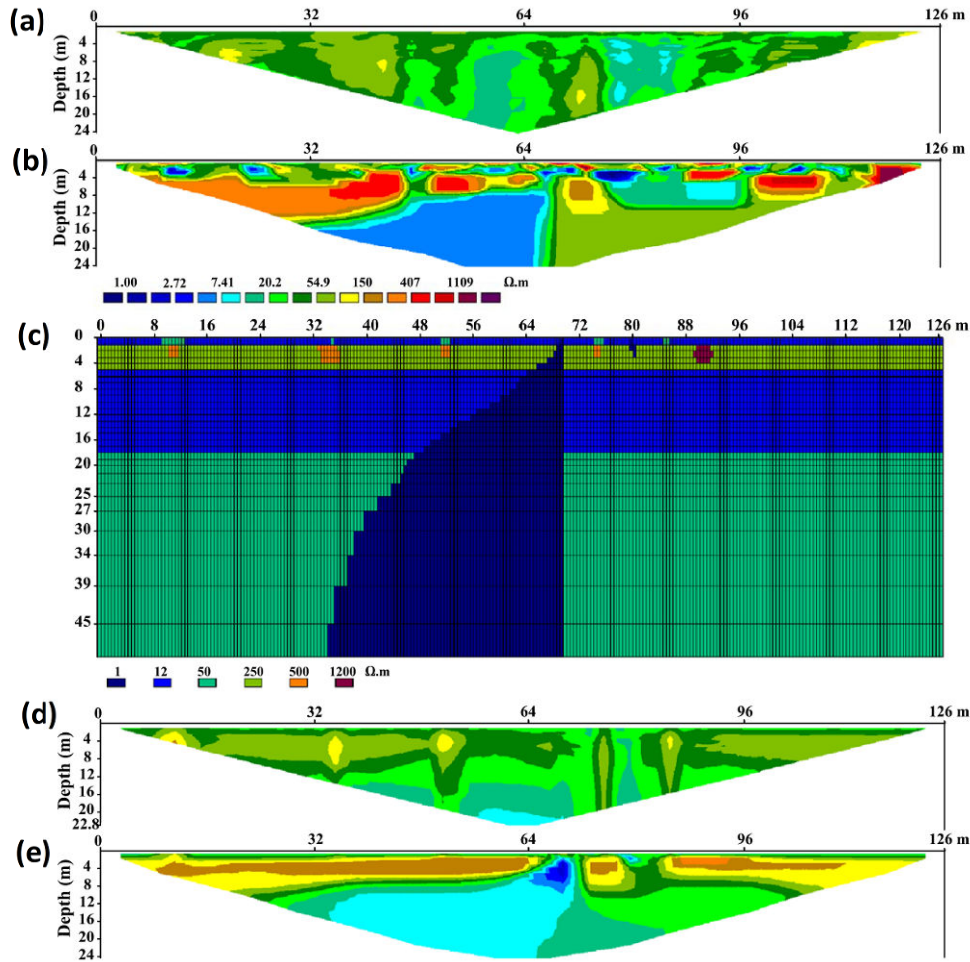


Figure A1: a) Measured pseudosection (E3). b) Electrical tomography (E3). c) Synthetic resistivity model of the pollution (see text for details); d) Pseudosection computed for the synthetic resistivity model. e) Electrical resistivity tomography obtained for the synthetic model (Abs error=3.3 % after 4 iterations).

The blurring effect of contamination has already been observed by Godio et al. (2003) who studied long-term diesel oil pollution due to leakage from buried tanks in an alluvial plain. The biological degradation of hydrocarbons created highly conductive anomalies masking the fluvio-glacial sequence made up of silt, sand and gravel deposits. In order to test this effect in the alluvial plain of Beirut, the presence of a contaminant plume was numerically simulated using the RES2DMOD software (<http://www.geotomosoft.com/>). The 4-layer electrical model (Figure 8c) was built from the geotechnical data at the bus site and from the resistivity values deduced from electrical profile E1. From top to bottom, the model includes (1) a superficial conductive layer (12  $\Omega.m$ ) with a thickness of 1 m, (2) a 4 m thick resistive layer made up of sand and gravel, (3) a 13 m thick clay layer (12  $\Omega.m$ ) and (4) the marly bedrock (50  $\Omega.m$ ). A conductive contaminant plume (1  $\Omega.m$ ) with geometry close to the one observed in Figure 8b was considered. Some shallow conductive and resistive anomalies were introduced to simulate the heterogeneity of the near-surface. A 1% noise was introduced in the synthetic



data and the inversion was performed using the L1 norm. The measured and simulated pseudo-sections are shown in Figure 8a and 8d, respectively. Although they exhibit differences, they are characterized by the same range in apparent resistivity values and similar patterns. The inverted synthetic electrical image (Figure 8e), the features of which are comparable to those of profile E3, shows that the presence of the conductive contaminant plume causes the electrical bedding to be blurred out. In particular, the contact between the resistive coarse soil layer and the underlying clay layer is untraceable. These results show that this anthropogenic effect prevents electrical tomography to be used for determining the alluvial sequence in the polluted area.

## Appendix B: Parameterization

Array #	H/V peak frequency (Hz)	Frequency range for DC inversion (Hz)	Range of bottom depth (m)	Range of $V_s$ (m/s)	Velocity law	Number of acceptable profiles of $V_s$
A2	$1.40 \pm 0.10$	3.2-20.0	GL: 8-16	300-1000	uniform	8070
			CL: 8-30	100-300	uniform	
			SL: 50-200	Top: 200-2000 Bottom: 400-2000	Linear increase with 5 sub-layers	
			Half-space	400-3500		
A3	$1.56 \pm 0.10$	2.8-14.7	GL: 8-12	300-1000	uniform	606
			CL: 13-20	100-200	uniform	
			SL: 15-200	Top: 200-2000 Bottom: 400-2000	Linear increase with 5 sub-layers	
			Half-space	400-3500		
A5	$1.42 \pm 0.13$	3.3-14.0	GL: 8-10	300-1000	uniform	861
			CL: 18-20	100-200	uniform	
			WM: 18-200	Top: 400-2000 Bottom: 400-2000	Linear increase with 5 sub-layers	
			Half-space	400-3500		
A6	$1.70 \pm 0.10$	3.0-9.8	GL: 5-7	300-1000	uniform	3420
			CL: 18-22	100-200	uniform	
			WM: 18-200	Top: 400-2000 Bottom: 400-2000	Linear increase with 5 sub-layers	
			Half-space	400-3500		
A7	$1.80 \pm 0.70$	2.9-12.0	GL: 6-8	300-1000	uniform	22246
			CL: 18-20	100-200	uniform	
			WM: 18-200	Top: 400-2000 Bottom: 400-2000	Linear increase with 5 sub-layers	
			Half-space	400-3500		
A8	$3.30 \pm 0.90$	4.8-19.0	GL: 5-8	300-1000	uniform	14095
			CL: 12-15	100-200	uniform	
			WM: 15-200	Top: 400-2000 Bottom: 400-2000	Linear increase with 5 sub-layers	
			Half-space	400-3500		

Table A1. Parameterization chosen for the surface wave inversion by using the knowledge inferred from geotechnical and geophysical tests at the different array sites. The constraint imposed on the resonance frequency during inversion is indicated in the second column while the frequency range for the dispersion curve inversion is given in the third column. Bottom depth ranges are indicated in the fourth column for the three upper layers: GL: Gravel layer, CL: Clay layer, SL: Sand layer, or WM: Weathered Marly limestone layer.

## 2.5 Conclusions

Les campagnes géotechniques et géophysique effectuées dans la plaine alluviale du Nahr-Beyrouth (Liban) ont mis en évidence une structure géotechnique de cette zone urbaine caractérisée par une forte variabilité horizontale et verticale dans les couches alluviales. L'application des méthodes électriques et des essais géotechniques ont permis de détecter la présence d'une couche d'argile molle et peu profonde, dont l'épaisseur varie entre 2 m à 12 m. Cette couche à faible vitesse en onde de cisaillement provoque une augmentation de la vitesse de phase avec la fréquence. Cette augmentation de vitesse de phase avec la fréquence est souvent observée dans le cas d'une longueur de dispositif d'acquisition insuffisante pour séparer les différents modes de propagation d'ondes de surface : la courbe de dispersion mesurée est alors une courbe de dispersion apparente résultant de la combinaison des différentes courbes modales (Socco et Strobbia, 2004 ; Zhang *et al.*, 2003 ; Socco *et al.*, 2010). Afin de tester l'effet de la longueur du dispositif d'acquisition sur la courbe de dispersion observée, nous avons simulé pour la structure en vitesse du forage B22 (Figure 2. 16 (a)) la propagation d'ondes le long de deux profils d'une longueur de 34 m, et d'une longueur de 150 m, similaire à la longueur des profils S7 et S10 (Figure 2. 4). Les simulations ont été réalisées en utilisant l'algorithme de Hisada (1994, 1995) en considérant un déport de source de 2 m, une force verticale appliquée à la surface pour l'excitation des ondes sismiques et une fonction source ayant un spectre de Fourier en amplitude constant entre 0.1 et 40 Hz. Les spectres FK sont obtenus en utilisant les mêmes paramètres de traitement que pour les données réelles et sont présentés sur la Figure 2. 16 (b). Un profil d'acquisition de grande longueur ne permet pas de séparer les différents modes de propagation et confirme que l'augmentation de vitesse de phase avec la fréquence est causée par un transfert continu d'énergie d'un mode supérieur à l'autre favorisé par la présence de points d'osculation. Cette superposition modale interdit l'utilisation des méthodes d'inversion classiques basée sur l'identification des modes.

Afin d'illustrer l'influence des propriétés de la couche d'argile en terme d'épaisseur et de vitesse en ondes de cisaillement sur les courbes de dispersion, nous avons réalisé une étude de sensibilité simple à partir d'une structure en  $V_s$  extrêmement simplifiée issue du forage B22, en considérant une vitesse en ondes P de 1500 m/s pour l'ensemble de la structure. La Figure 2. 17 montre que les courbes de dispersion théoriques sont extrêmement sensibles sur toute la gamme de fréquences à des variations modérées de la vitesse en ondes S et, à basse fréquence, pour des variations de l'épaisseur de la couche molle. Cependant, et comme souligné précédemment, les courbes de dispersion qui seraient mesurées à haute fréquence, à partir de la première fréquence d'osculation, correspondront probablement à un transfert d'énergie d'un mode à l'autre, résultant en des courbes de dispersion très semblables. L'imagerie de la structure dans de tels cas de figure nécessite certainement l'utilisation de techniques d'inversion plus poussée de type formes d'ondes complètes.

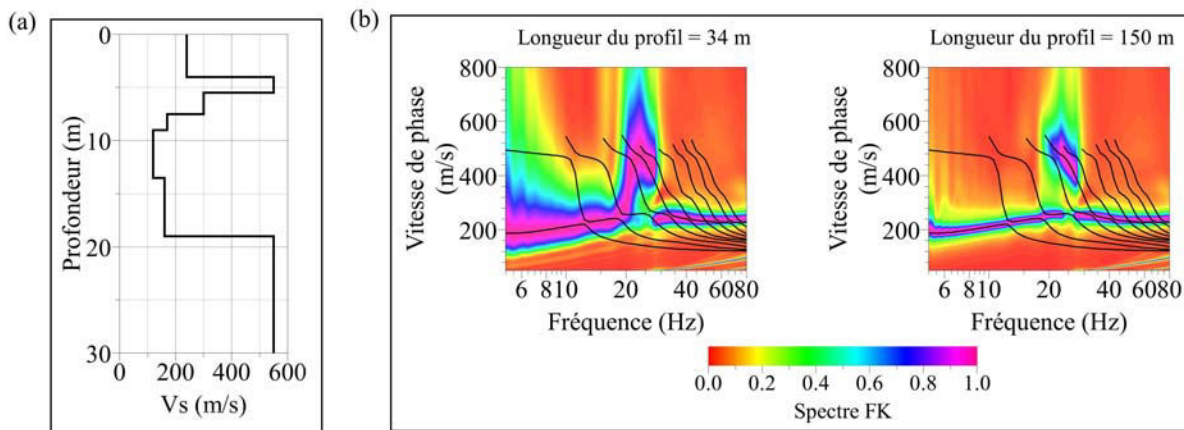


Figure 2. 16 : (a) structure en vitesse simplifiée au forage B22 ; (b) spectres FK obtenus pour les longueurs de profil de 34 et 150 m avec une distance entre géophones de 1 m. Les courbes de dispersion théoriques des dix premiers modes de propagation des ondes de Rayleigh sont présentées par les courbes noires.

Face à cette impossibilité d'inversion de l'ensemble de la courbe de dispersion avec des méthodes classiques, nous avons choisi dans le paragraphe 7 dans l'article , de considérer uniquement la courbe de dispersion correspondant au mode fondamental et de contraindre l'inversion en utilisant les informations a priori fournies par les logs géologiques et les essais de pénétration, non seulement sur l'épaisseur de la couche molle argileuse mais aussi sur les valeurs de  $V_s$  dans les couches de sable.

Depuis 40 ans, de nombreux travaux ont étudié la corrélation entre  $V_s$  et la résistance à la pénétration  $N$  mesurée lors d'essais *SPT* pour différents types de sols (Sykora et Stokoe, 1983). Afin de tester nos données  $V_s$  et  $N$  aux relations empiriques existantes dans la littérature, nous avons reporté sur la Figure 2. 18(a) les relations empiriques  $V_s$ - $N$  trouvées pour le sable dans la littérature. Sur le site *SiI*, les mesures de  $N$  dans 4 forages (B11 à B14), correspondant à la couche de sable pour des profondeurs supérieures à 15 m, sont présentées à la Figure 2. 18(c). La valeur de  $N(z)$  sous le réseau sismique A2 a été calculée en moyennant ces 4 courbes. Les valeurs moyennes et écart-types de  $V_s$  à chaque profondeur ont été obtenues à partir de l'ensemble des profils de vitesses statistiquement acceptables (Figure 2. 18(a) dans l'article). Les couples de valeurs ( $V_s$ - $N$ ) obtenus pour ce site sont présentés à la Figure 2. 18(b) avec leurs barres d'erreur et sont comparées aux relations empiriques à la Figure 2. 18(a). Les valeurs ( $V_s$ ,  $N$ ) mesurées sur le site *SiI* sont situées dans la zone couverte par les relations empiriques (Brandenberg et al., 2010). La forte dispersion des données qui est observée résulte probablement de la forte incertitude sur les valeurs de  $N$  (la Figure 2. 18(b)).

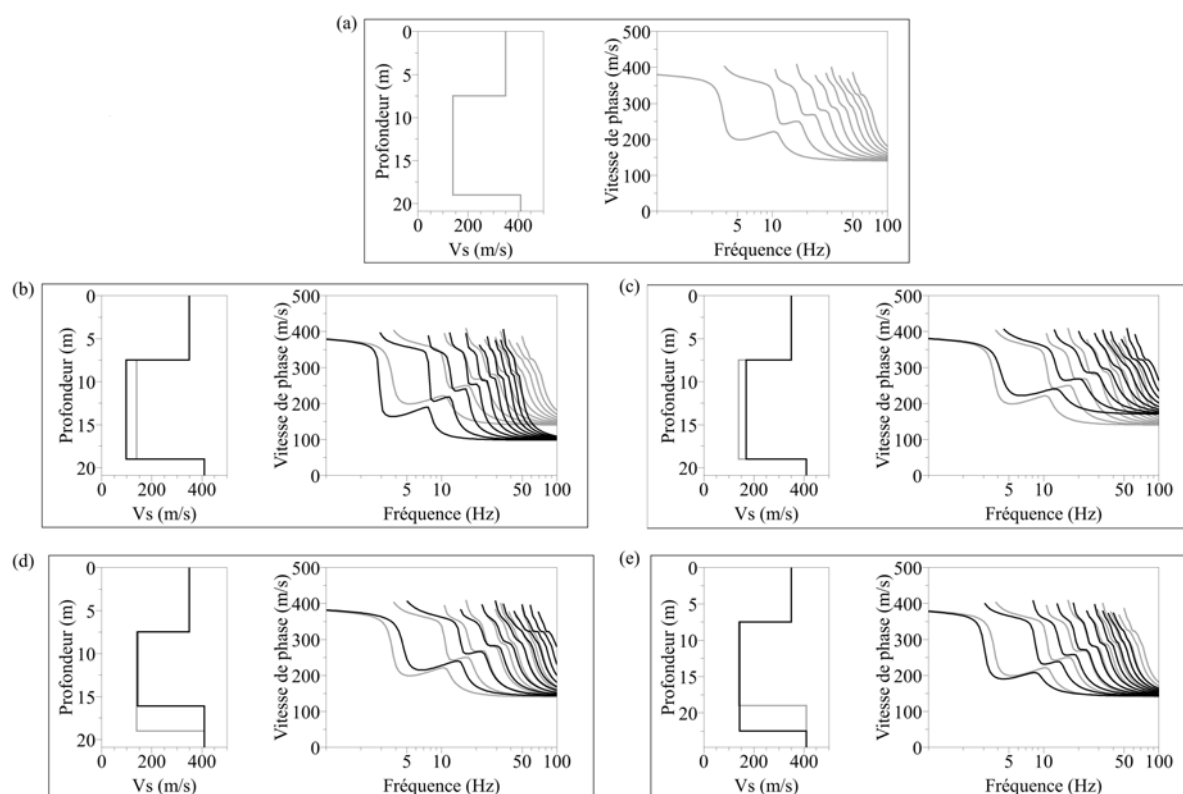


Figure 2. 17 : Influence de la vitesse en onde S et de l'épaisseur de la couche molle sur les courbes de dispersion (10 premiers modes) : (a) structure  $V_s$  et courbes de dispersion du modèle initial ; (b) et (c) : structure  $V_s$  et courbes de dispersion obtenues pour une variation de  $V_s$  dans la couche molle (courbes noires) ; (d) et (e) : structure  $V_s$  et courbes de dispersion obtenues pour une variation de l'épaisseur de la couche molle (courbes noires).

Enfin, nous avons vu dans ce chapitre que l'activité humaine peut avoir une influence significative sur l'application des méthodes géophysiques en site urbain. La Figure 2. 20 reprend et localise l'ensemble des facteurs perturbateurs ayant modifié le sous-sol et possiblement influencé les mesures géophysiques sur le site étudié : couche rigide de surface (dalle de béton), excavation, présence de canalisations en béton, déblais et remblais, et rejet sauvage de substances polluantes à la surface. Un dernier effet anthropique perturbateur observé lors des essais sismiques est l'activation de sources sismiques continues liées aux activités de génie civil (injection), qui a excité des modes d'ondes de surface plus élevés à basse fréquence (paragraphe 7.3 dans l'article).

Un schéma descriptif 3D montrant l'association de la variabilité spatiale des couches géologiques et des facteurs anthropiques perturbateurs rencontrés dans la zone d'étude est présenté à la Figure 2. 19. La compréhension d'un tel milieu complexe en zone urbaine nécessite de combiner toutes les méthodes géotechniques et géophysiques d'investigation afin d'atteindre un modèle robuste 2D/3D de la structure du sol.

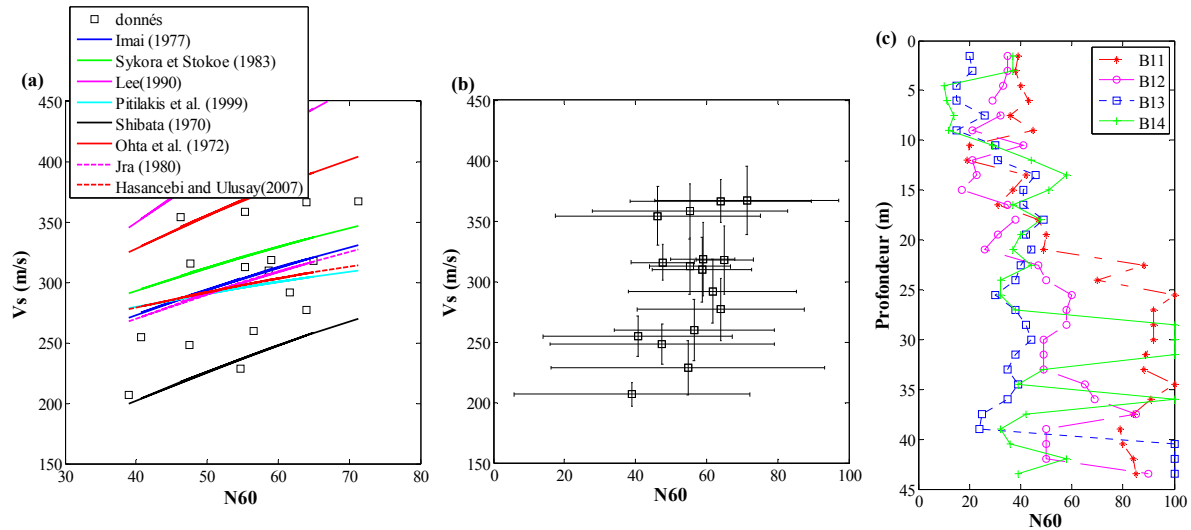


Figure 2. 18 : (a) Valeurs moyennes de  $V_s$  en fonction des valeurs moyennes de  $N_{60}$  dans les sables profonds pour le réseau 2, avec les courbes trouvées dans la littérature. (b) Mêmes données avec leurs barres d'erreurs. (c) Valeurs de la résistance à la pénétration  $N_{60}$  lors des 4 essais SPT réalisés à proximité du réseau 2.

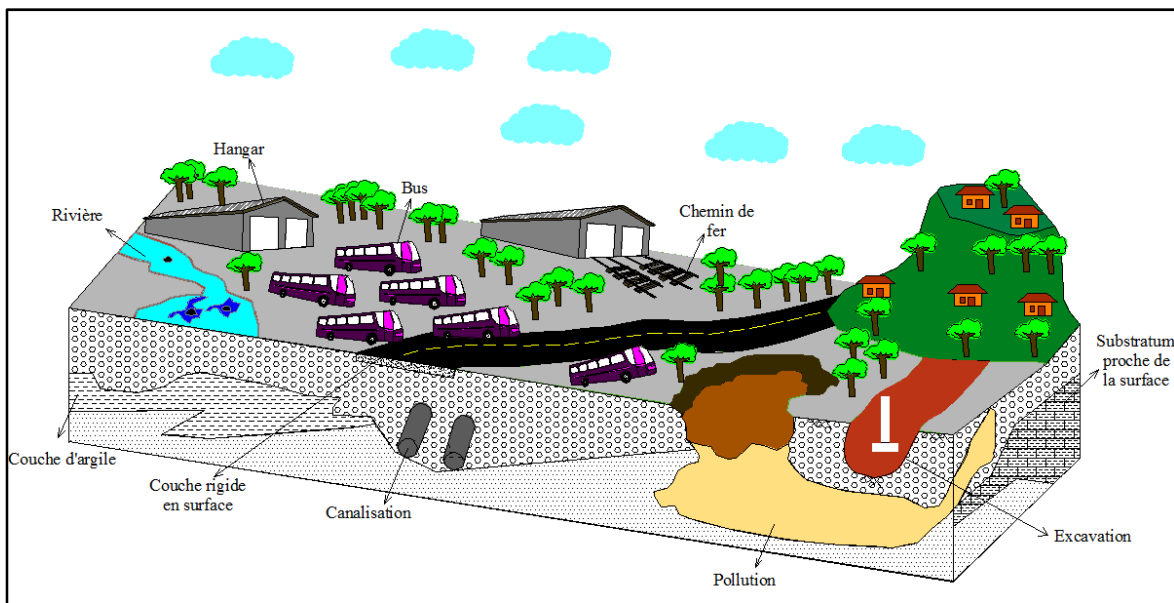


Figure 2. 19 : Schéma descriptif 3D montrant l'association de la variabilité spatiale des couches géologiques et de tous les facteurs anthropiques perturbateurs rencontrés dans la zone d'étude.



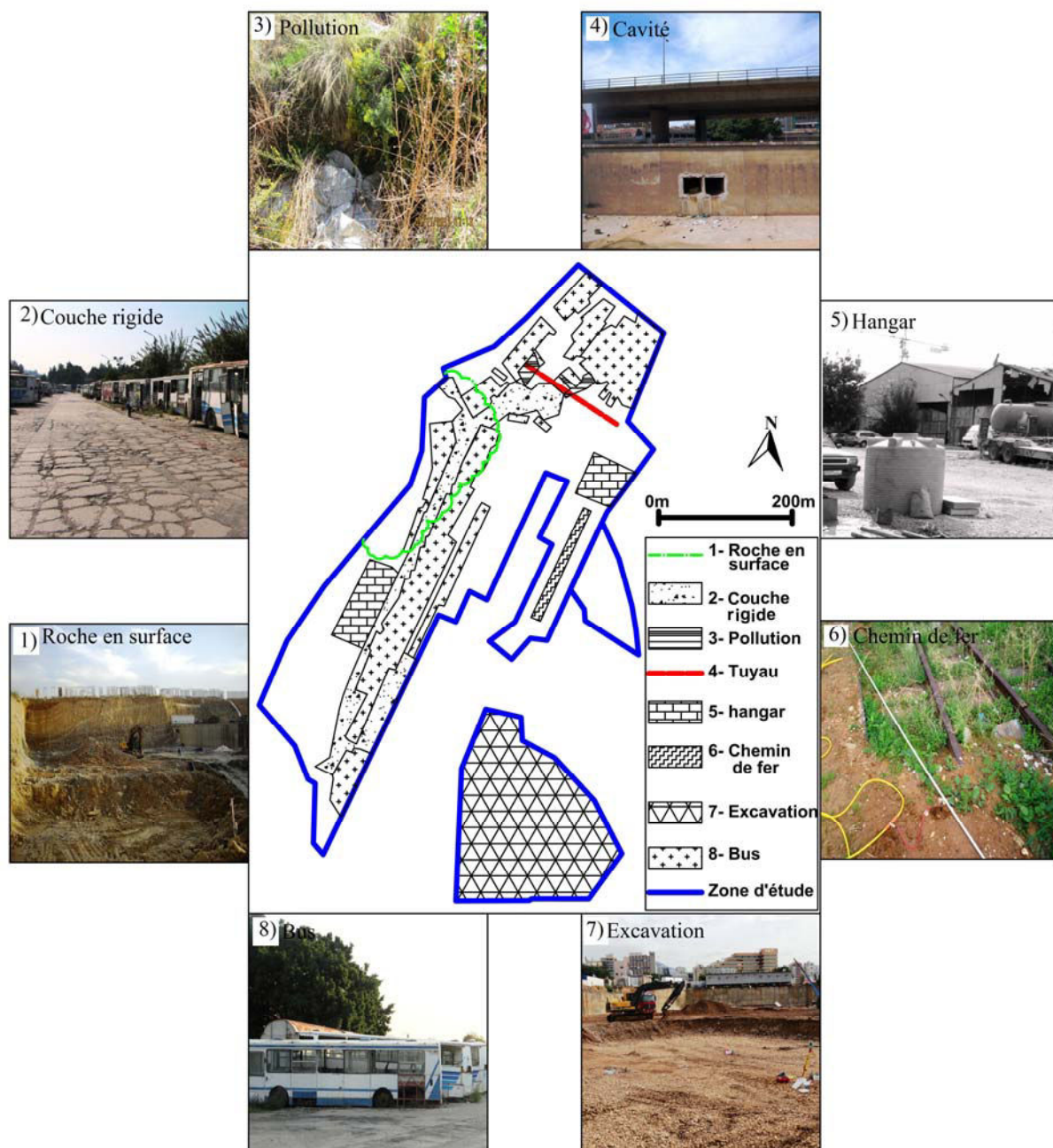


Figure 2. 20 : Plan de situation du site étudié avec la localisation et les photos de tous les facteurs anthropiques perturbateurs pour la réalisation d'essais géophysiques

*“..when you can measure what you are speaking about, and express it in numbers, you know something about it; but when you cannot express it in numbers, your knowledge is of a meagre and unsatisfactory kind; it may be the beginning of knowledge, but you have scarcely, in your thoughts, advanced to the stage of science, whatever the matter may be.”*

*Lord Kelvin*

# CHAPITRE 3 : CARACTERISATION DE LA VARIABILITE DU SOL

## 3.1 Introduction

Les sols présentent une hétérogénéité à différentes échelles. Leurs propriétés dépendent de la position et de la profondeur. Pour cela, les analyses déterministes des réponses des sols se basant sur des valeurs moyennes et un facteur de sécurité global, peuvent être considérées comme irréalistes car elles ne prennent pas en considération la variabilité spatiale des propriétés du sol, ni l'incertitude reliée à ces paramètres.

En fait, les incertitudes reliées aux propriétés du sol peuvent être divisées en deux groupes comme le montre la Figure 3. 1: (Lacasse et Nadim, 1996; Uzielli et al, 2008).

- Incertitudes aléatoires.
- Incertitudes épistémiques.

Les sources des incertitudes aléatoires sont reliées à la variabilité naturelle du sol et aux erreurs de mesure. Cependant, les incertitudes épistémiques résultent des procédures de mesures et des informations incomplètes.

Récemment, les méthodes probabilistes sont devenues de plus en plus utilisées dans l'analyse des réponses du sol. Ces méthodes ont montré leur performance et leur capacité à modéliser d'une façon plus rigoureuse les incertitudes et la variabilité naturelle du milieu. Ces approches consistent à modéliser le sol par des variables ou des champs aléatoires.

Dans cette thèse, seuls les incertitudes aléatoires, et plus précisément, la variabilité spatiale des propriétés du sol est considérée. Il est à noter que, la première étape d'une analyse probabiliste, consiste à quantifier la variabilité reliée aux paramètres d'entrée avant de passer à la modélisation de ces paramètres par des variables ou champs aléatoires.

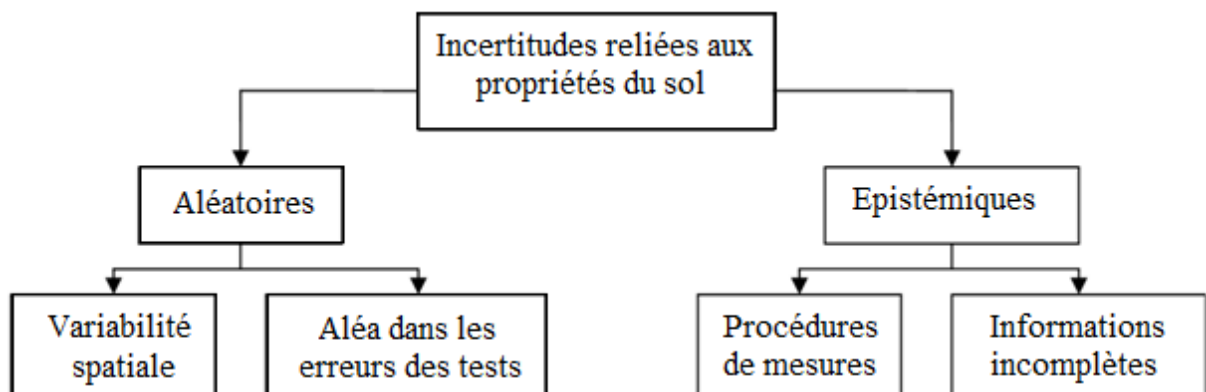


Figure 3. 1 : Types des incertitudes reliées aux propriétés du sol.

Ce chapitre débute par une première partie présentant une étude bibliographique. Cette partie expose la nature des incertitudes spatiales du sol, et les lois de distributions ainsi que les valeurs des paramètres statistiques (moyenne, coefficient de variation, échelle de fluctuation et fonction d'autocorrélation) obtenues dans la littérature pour caractériser les variabilités des différentes propriétés géotechnique et géophysique du sol. En général, les essais géotechniques impliquent une zone d'étude ponctuelle. Un grand nombre de tests géotechniques est nécessaire pour caractériser la variabilité de la propriété du sol, ceci est impossible dans la pratique. Par contre, les essais géophysiques sont efficaces et plus économiques que les études géotechniques, car ils permettent d'explorer une vaste zone avec un plus petit nombre d'essais mais ils ne permettent pas des mesures directes de la propriété du sol à utiliser dans les calculs mécaniques des réponses du sol.

La deuxième partie de ce chapitre a pour objectif de quantifier la variabilité spatiale selon les échelles verticale et horizontale reliée aux paramètres statistiques pour les données géotechnique ( $N_{60}$ ) et géophysiques ( $V_s$ ,  $\rho$ ) collectées dans la plaine alluviale de Nahr Beyrouth trouvées dans le chapitre 2. Les paramètres statistiques caractéristiques des propriétés de ce site (moyenne, coefficient de variation, la probabilité de distribution, la fonction et l'échelle de fluctuation) seront comparés aux valeurs obtenues dans la littérature. Ces paramètres seront ensuite utilisés dans la modélisation numérique des propriétés du sol par des champs aléatoires dans le chapitre 4.

## PARTIE A – ETAT DE L'ART

### 3.2 Variabilité spatiale des propriétés du sol

#### 3.2.1 Généralité

La variabilité spatiale naturelle des propriétés du sol provient de la nature géologique du sol. Elle peut être en principe caractérisée suivant n'importe quelle direction, si un grand nombre de mesures géotechnique et géophysique est effectué.

La variabilité d'une propriété de sol au sein d'une couche de sol suivant une direction donnée (verticale par exemple voir Figure 3. 2) peut être représentée comme suit (Phoon et Kulhawy 1999a):

$$\xi(Z) = t(Z) + w(Z) \quad \text{Eq: 3. 1}$$

Où  $\xi(Z)$  : est la valeur de la propriété du sol,

$t(Z)$  : est une fonction de tendance déterministe,

$w(Z)$ : est la fonction de fluctuation.

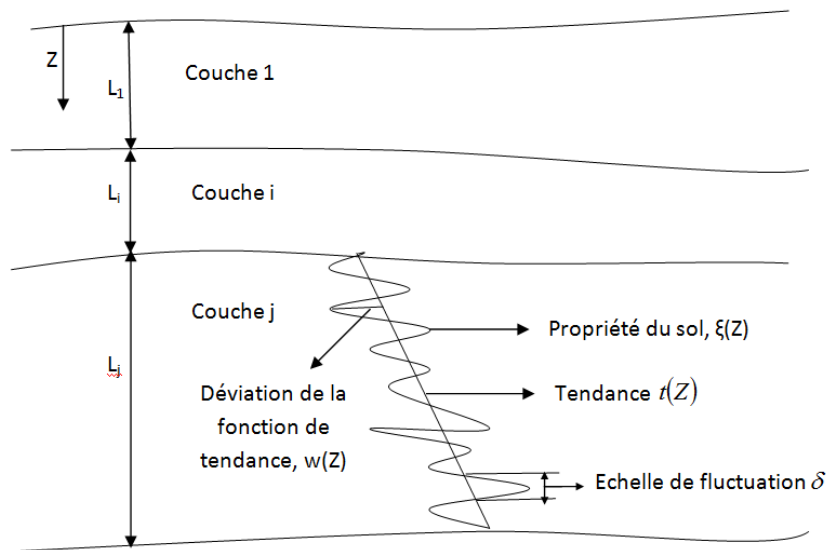


Figure 3. 2 : Variabilité spatiale des propriétés du sol (Phoon et Kulhawy, 1999a).

La fonction de tendance  $t(Z)$  prend en compte l'évolution moyenne de la propriété d'une couche de sol avec la profondeur. C'est une fonction déterministe (linéaire, parabolique, exponentielle, ...) qui présente un lissage des valeurs de la propriété du sol. Elle donne la valeur moyenne de la propriété aléatoire du sol en un point  $x_i$ . La plupart des propriétés du sol sont fortement influencées par la valeur de la contrainte initiale effective. Et puisque le degré de consolidation des sols augmente en profondeur i.e. la contrainte effective augmente avec la

profondeur, les propriétés du sol sont supposées avoir une moyenne croissante avec la profondeur au sein d'une couche géologique.

La fonction de fluctuation représente la variation aléatoire de la propriété autour de la fonction de tendance. L'échelle de fluctuation présente la corrélation entre deux valeurs de la même propriété mesurées à deux endroits différents. C'est la distance au-delà de laquelle les valeurs de la même propriété du sol sont considérées décorréliées. Une grande distance de fluctuation indique une lente variation de la propriété du sol le long de la fonction de tendance. Une petite échelle de fluctuation signifie que la propriété change rapidement d'une position à une autre voisine et ceci indique une grande variabilité spatiale de cette propriété.

Plusieurs techniques sont couramment utilisées pour caractériser statistiquement les données géotechniques et estimer les incertitudes reliées à ces propriétés. On cite par exemple trois méthodes : i) les méthodes statistiques traditionnelles qui considèrent que la propriété de sol est une variable aléatoire (les caractéristiques statistiques sont le coefficient de variation (*COV*) et la loi de distribution) (Einstein et Baecher, 1983; Emeriault et al., 2004 ; Dubost et al., 2007 ; Villavicencio et al., 2011), ii) les méthodes statistiques spatiales qui supposent que la propriété suit un champs aléatoire (défini par une fonction d'autocorrélation, une échelle de fluctuation et une loi de distribution), (Vanmarcke, 1980, 1983), et iii) la géostatistique basée sur la théorie des variogrammes (Chilès et Delfiner, 1999; Mendes et Lorandi, 2008; Marache et al., 2009a et Bourges et al., 2012).

Parmi les deux premières méthodes, seule la représentation par champs aléatoires permet de bien modéliser la variabilité naturelle des propriétés du sol. Par contre, cette modélisation nécessite la quantification des éléments statistiques suivants (Vanmarcke, 1977):

- La moyenne, le coefficient de variation *COV* et la loi de distribution de probabilité;
- L'échelle de fluctuation (ou, plus généralement, la fonction d'autocorrélation).

### 3.2.2 Loi de probabilité

La loi de distribution est représentée par une fonction densité de probabilité (*PDF*).

La densité de probabilité *PDF* est une fonction qui associe une probabilité à chaque intervalle d'un espace  $\Omega$  pour les variables continues. La « densité de probabilité » (*PDF*) notée  $f_X(x)$  a les propriétés suivantes :

$$f_X(x) \geq 0 ; \quad \text{Eq; 3. 2}$$

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f_X(x) dx = 1 ; \quad \text{Eq; 3. 3}$$

$$P[a \leq x \leq b] = \int_a^b f_X(x) dx \quad \text{Eq; 3. 4}$$

Avec  $X$  : Variable aléatoire



$x$  : Valeur que peut avoir la variable aléatoire

Des distributions de probabilité empiriques sont disponibles pour estimer et ajuster les fonctions de distribution des échantillons (i.e. des données réelles collectées). Les fonctions de distribution d'analyse les plus courantes sont celles de la forme exponentielle (Baecher et Christian, 2003):

$$f_X(x) = \exp(a + bx + bc^2) x^d \quad \text{Eq: 3. 5}$$

Où  $a$ ,  $b$ ,  $c$  et  $d$  sont des constantes. Les distributions les plus connues ayant cette forme sont les lois Normale, Lognormale, Exponentielle, Gamma et Beta (Voir Annexe D pour plus de détails sur ces distributions).

La fonction de densité de probabilité (*PDF*) d'une propriété donnée est estimée à partir des échantillons de mesures réelles par la méthode des moindres carrés en lissant l'histogramme des données par une fonction de densité de probabilité (*PDF*) empirique et en minimisant les valeurs d'erreur sur les paramètres statistique. En général, il est bien connu dans le domaine de la géotechnique que la fonction de densité de probabilité des données relatives aux paramètres du sol suit généralement une distribution de type Log-normale, Gamma ou beta. (Popescu, 1995 ; Assimaki et al., 2003).

### 3.2.3 Coefficient de variation

Le coefficient de variation d'une variable est défini comme étant le rapport entre l'écart-type et la moyenne de cette grandeur. C'est une fonction adimensionnelle qui représente une mesure relative de la dispersion des valeurs. Le coefficient de variation est donné par (Phoon et Kulhawy, 1999a) :

$$COV = \frac{SD_w}{t} = \frac{\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [w(z_i)]^2}}{t} \quad \text{Eq: 3. 6}$$

Où  $SD_w$  est l'écart-type,  $w(z_i)$  est la valeur de la fonction de fluctuation à la profondeur  $z_i$ ,  $n$  est le nombre des points de mesures et  $t$  est la fonction de tendance.

### 3.2.4 Notion de champs aléatoires

Pour caractériser la variabilité spatiale de la propriété du sol, on a besoin de caractériser l'échelle de fluctuation. Pour cela, deux techniques mathématiques peuvent être trouvés dans la littérature pour identifier la structure de l'autocorrélation d'une propriété du sol :

- La théorie des champs aléatoires ;
- Les outils géostatistiques.

Dans cette thèse, la théorie de champ aléatoire est la méthode utilisée pour quantifier les fonctions et distances d'autocorrélation des propriétés du sol.

Le champ aléatoire est décrit comme une famille de variables aléatoires définies dans le temps ou dans l'espace. Un champ aléatoire peut être univariée (un seul paramètre aléatoire

comme la cohésion  $C$ ) ou multivariée (à plusieurs paramètres aléatoires comme la cohésion  $C$ , l'angle de frottement  $\varphi$  et la vitesse de cisaillement  $V_s$  ...).

Chaque champ aléatoire est caractérisé par sa densité de probabilité et sa fonction d'autocorrélation qui montre le degré de dépendance de deux valeurs du champ en deux endroits différents (si le champ est donné dans le domaine spatial) ou à deux instants différents (s'il est défini dans le domaine temporel).

Donc une bonne représentation d'un champ aléatoire modélisant les paramètres du sol est reliée à une bonne quantification de ses paramètres et particulièrement une bonne quantification de la distance d'autocorrélation. Ceci nécessite la connaissance des valeurs des paramètres à des endroits très proches dans l'espace.

### 3.2.5 Notion d'homogénéité, d'isotropie et de stationnarité d'un champ aléatoire

Un champ aléatoire défini dans le domaine spatial est homogène si sa moyenne et son écart-type sont constants à n'importe quelle position de l'espace et si sa fonction d'autocorrélation ne dépend que de la distance entre deux positions. Par ailleurs, un champ aléatoire est dit isotrope et homogène et si sa fonction d'autocorrélation ne dépend pas de la direction (i.e. la rotation dans l'espace) ([Vanmarcke, 1983](#)).

La modélisation statistique de la variabilité spatiale des sols repose en grande partie sur l'hypothèse de stationnarité des données. Si l'ensemble de données n'est pas stationnaire, les résultats de l'analyse statistique peuvent être faux ou biaisés ([Jaksa, 1995](#)). La stationnarité désigne l'invariance d'une donnée statistique établie à la localisation spatiale. [Vanmarcke, 1983](#) suggère qu'un processus de stationnarité faible a les propriétés suivantes : (i) une moyenne constante (pas de tendance dans les données), (ii) une variance constante, et (iii) la corrélation entre les valeurs du champ en deux endroits différents dépend seulement de la distance qui les sépare.

L'estimation de la fonction de tendance par régression des moindres carrés et ensuite la suppression de cette tendance de données réelles dans le but d'obtenir des résidus stationnaires a été utilisée par plusieurs chercheurs dans la littérature ([Jaksa et al., 1997](#) et [Wu, 2003](#)). L'effet de l'élimination de la tendance a été étudié par [Kulatilake et Um, 2003](#) sur la variabilité de la résistance à la pointe du cône dans les couches du sol argileux de l'université de Texas. Lorsque la tendance n'est pas supprimée, la variance de la variabilité spatiale est plus grande que si la tendance est retirée. Ils ont constaté que l'élimination de la tendance diminue la variation de la variabilité spatiale des propriétés du sol.

Dans la littérature géostatistique, de nombreux tests classiques ont été développés pour la vérification de la stationnarité des données, tels que le test de  $\tau$  de Kendall, test de fonctionnement statistique (Statistical run test) ([Phoon et al., 2003a](#)). Tous ces essais classiques sont basés toujours sur une hypothèse importante que les données (i.e. résidus stationnaires dans le cas des données à tendance) sont indépendantes.

### 3.2.6 Fonction d'autocorrélation et échelle de fluctuation

Un champ aléatoire homogène  $f(x)$  est caractérisé par sa fonction de covariance ou d'autocorrélation.

La fonction d'autocorrélation qu'on appelle aussi ACF est une mesure de la dépendance de deux ou plusieurs points dans une série de données. La fonction d'autocorrélation exprime par son échelle de fluctuation, la forme et le degré de variabilité d'une propriété donnée, respectivement. A partir de mesures  $y_i$  équidistantes de  $x_i$  d'une propriété donnée, l'estimation de la valeur de la fonction d'autocorrélation entre deux valeurs d'une propriété distantes de  $\tau$  peut être défini comme suit (modifié par [Box et Jenkins, 1976](#)) :

$$\rho_\tau = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau} (y_i - \bar{y})(y_{i+\tau} - \bar{y}_{i+\tau})}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad \tau = 0, 1, 2, \dots, n-1 \quad \text{Eq. 3. 7}$$

Où  $n$  est le nombre des mesures de la propriété du sol  $y$ , et  $\tau$  est le décalage de l'ensemble de données.  $\bar{y}_i$  et  $\bar{y}_{i+\tau}$  sont les valeurs de la tendance mesurées à  $x_i$  et  $x_{i+\tau}$  respectivement.

Plusieurs modèles de la fonction d'autocorrélation existent ([Vanmarcke, 1983](#)). Parmi les modèles, on cite les fonctions de type triangulaire, exponentiel du premier ordre, exponentiel du second ordre, *etc...* (Tableau 3. 1). Dans ces modèles,  $\tau$  représente la distance qui sépare deux points du sol pour lesquels on cherche à déterminer la corrélation

Tableau 3. 1 : Différents types de la fonction d'autocorrélation unidimensionnelle.

Type	Fonction d'autocorrélation	Echelle de fluctuation
Exponentiel du second ordre	$e^{-\left(\frac{\tau}{a}\right)^2}$	$a\sqrt{\pi}$
Triangulaire	$\begin{cases} 1 - \frac{ \tau }{a} & \text{si }  \tau  \leq a \\ 0 & \text{si }  \tau  > a \end{cases}$	$a$
Exponentiel du premier ordre	$e^{-\frac{ \tau }{a}} \quad (a > 0)$	$2a$
Exponentielle sinusoïdale décroissante	$e^{-b\tau} \cos a\tau$	$\frac{2a}{b^2 + a^2}$
Exponentielle décroissante	$\frac{\cos \left[ (b+1) \tan^{-1} \frac{\tau}{a} \right]}{\left[ 1 + \left( \frac{\tau}{a} \right)^2 \right]^{\frac{(b+1)}{2}}}$	$a \tan \frac{\pi}{2(b+1)}$

Les fonctions à un seul paramètre sont: les fonctions triangulaires, exponentielles du premier ordre et du second ordre. Les fonctions à deux paramètres sont: la fonction exponentielle sinusoïdale décroissante et exponentielle décroissante. L'avantage de la fonction d'autocorrélation à deux paramètres est que sa forme est flexible et capable d'ajuster

une large gamme de mesure in situ. Les paramètres  $a$  et  $b$  des fonctions à deux paramètres peuvent être estimés par une régression non linéaire et la distance de corrélation correspondante peut ensuite être calculée (Tableau 3. 1).

Vanmarcke, 1983 présente une caractéristique du champ qu'il appelle échelle de fluctuation ( $\theta$ ), qui exprime une certaine forme de la corrélation spatiale. Cette échelle est définie mathématiquement comme étant la surface au-dessous de la fonction  $\rho(\tau)$  définie comme suit :

$$\theta = \int_{-\infty}^{+\infty} \rho(\tau) d\tau \quad \text{Eq: 3. 8}$$

Soit  $L$  la longueur du triangle hachure de la Figure 3. 3 tel que :

$$\frac{1}{2}L = \frac{\theta}{2} = \int_0^{+\infty} \rho(\tau) d\tau \quad \text{Eq: 3. 9}$$

Exemple :

- pour l'équation :  $\rho(\tau) = e^{-\left(\frac{\tau}{a}\right)^2}$  Donc :

$$\theta = 2 \int_0^{+\infty} e^{-\left(\frac{\tau}{a}\right)^2} d\tau = a\sqrt{\pi} \quad \text{Eq: 3. 10}$$

- Et pour l'équation :  $\rho(\tau) = e^{-\frac{|\tau|}{a}}$  Donc :

$$\theta = 2 \int_0^{+\infty} e^{-\frac{\tau}{a}} d\tau = 2a \quad \text{Eq: 3. 11}$$

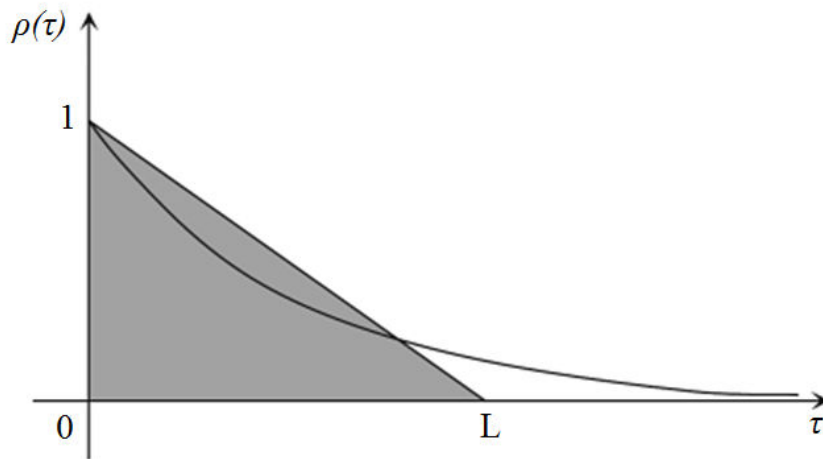


Figure 3. 3 : Illustration de l'échelle de fluctuation (Lemaire, 2010)

Il convient de mentionner, qu'il existe d'autres définitions disponibles pour l'échelle de fluctuation, mais qui donnent des valeurs différentes. Par exemple, Baecher et al., 1980 et DeGroot et Baecher, 1993 ont défini la distance d'autocorrélation comme la distance nécessaire pour que la fonction d'autocovariance diminue de 1 à  $e^{-1}$  (0,3679). Donc pour les

fonctions exponentielle du premier ordre et exponentielles du second ordre, l'échelle de fluctuation est égale respectivement à 2 et  $\sqrt{\pi}$  fois la distance d'autocorrélation.

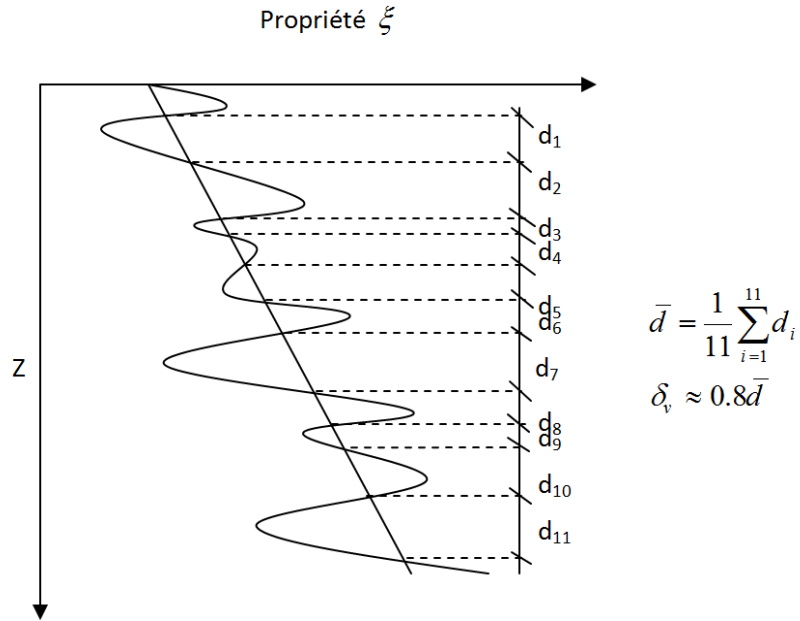


Figure 3. 4 : Estimation de l'échelle de fluctuation verticale.

Bien que certains auteurs utilisent la distance de corrélation (Baecher *et al.*, 1980; Li et white, 1987a; DeGroot et Baecher, 1993) pour exprimer l'autocorrélation des propriétés géotechniques, la majorité des chercheurs utilisent l'échelle de fluctuation.

Une méthode simple mais approximative pour le calcul de l'échelle de fluctuation verticale est donnée par Vanmarcke, 1977 comme suit :

$$\delta_v \approx 0.8 \bar{d} \quad \text{Eq: 3. 12}$$

Où  $\delta_v$  est l'échelle de fluctuation verticale et  $\bar{d}$  est la valeur moyenne des distances limitées par les intersections de la fonction de tendance avec la fonction  $\xi(Z)$  de la propriété du sol (Figure 3. 4).

Et enfin, pour assurer que l'échelle de fluctuation ( $\theta$ ) du champ aléatoire déterminée à partir des données réelles des propriétés du sol est précise, il faut que la distance de l'échantillonnage ( $s$ ) de cette propriété soit inférieure à la moitié de l'échelle de fluctuation ( $s < \theta / 2$ ) (Vanmarcke, 1983).

### 3.3 Quantification des incertitudes

#### 3.3.1 Introduction

Différents chercheurs ont travaillé sur la description et l'estimation de la variabilité spatiale des sols. (i.e. la quantification des paramètres statistiques des propriétés du sol). On cite par exemple Chiles et Delfiner, 1999, Journel et Huijbregts, 1978 et Deutsch et Journel,

1998 dans le domaine de la géostatistique, Vanmarcke, 1983, Fenton et Griffiths (2008) et Phoon 2008 dans le domaine géotechnique. Les effets de la variabilité spatiale des propriétés du sol sur les réponses sont encore des sujets de recherche en cours dans d'autres disciplines par exemple dans le domaine d'environnement (l'hydrologie) Webster et Oliver, 2007 dans le domaine des sciences de la terre Christakos, 1992.

Dans les paragraphes qui suivent, on présentera les valeurs couramment utilisées ou trouvées dans la littérature pour : (i) les fonctions et les échelles de fluctuation (ii) le coefficient de variation  $COV$  et (iii) la densité de probabilité ( $PDF$ ) et ceci pour différentes propriétés de sol ou de roche. La synthèse se divise deux parties : une partie qui présente les valeurs quantifiées à partir d'essais en laboratoire ou *in situ* et une partie qui montrent les valeurs utilisées par les chercheurs dans leur étude de modélisation paramétrique et qui ne sont pas nécessairement basées sur des valeurs réellement quantifiées.

### 3.3.2 Quantification de la fonction d'autocorrélation et des échelles de fluctuation

L'échelle de fluctuation (ou la distance d'autocorrélation) d'une propriété du sol est la distance au-delà de laquelle les valeurs de la propriété peuvent être traitées comme des variables aléatoires indépendantes. Plusieurs auteurs ont fourni des échelles de fluctuation horizontale et verticale pour certaines propriétés du sol à partir de mesures d'essais en laboratoire et *in situ*. Les essais les plus fréquemment utilisées sont les mesures des essais pénétrométriques  $CPT$  (Cône Penetration Test) Liu et Chen, 2010, Jaksa et al., 1999. D'autres essais étaient utilisés aussi tel que les mesures,  $SPT$  (Standard Penetration Test) Zhang et Chen, 2012,  $VST$  (Vane Shear Test) Asaoka et Grivas, 1982 et d'autres essais de laboratoire Diaz Padilla et Vanmarcke, 1974.

Une étude bibliographique montrant les valeurs des paramètres statistiques de différents quantifiés des propriétés du sol est présentée dans le Tableau 3. 2

La base de données du comporte les sections suivantes : le type du test effectué, la propriété du sol quantifiée, le type de sol (sable, argile, limon,...), la fonction et les échelles de fluctuation verticale et horizontale.

Pour la caractérisation de la variabilité spatiale de la résistance au cisaillement non drainée  $s_u$ , Asaoka et Grivas, 1982 ont trouvé que la fonction exponentielle ajuste au mieux les valeurs de l'autocorrélation obtenues à différentes positions verticales et ont déduit que l'échelle de fluctuation verticale varie entre 1,2 m et 3,1 m. Par contre, Bergado et al., 1994 ont trouvé que la fonction d'autocorrélation exponentielle carrée ajuste au mieux les données de  $s_u$  avec une échelle de fluctuation verticale de 1,1 m et horizontale de 22,1 m. Soulie et al., 1990 ont montré que la géostatistique peut aider à trouver la structure de la variabilité spatiale de la résistance au cisaillement  $s_u$  dans un dépôt d'argile et ont trouvé que l'échelle de fluctuation verticale est égale à 3 m tandis que l'horizontale est égale à 30 m. Phoon et Kulhawy, 1996 ont trouvé que l'échelle de fluctuation verticale de  $s_u$  varie entre 2 m et 6,2 m et l'horizontale entre 46 m et 60 m. Honjo et Kuroda, 1991 ont trouvé les valeurs de  $s_u$  à partir



d'un test de résistance en compression simple (Unconfined Compression Strength test) et ont utilisé la méthode de krigeage qui leur a donné une échelle de fluctuation verticale égale à 2 m et horizontale égale à 40 m. [Keaveny et al., 1989](#), à partir d'un essai de cisaillement direct (*DST*, direct shear test), ont trouvé que l'échelle de fluctuation verticale varie entre 1,4 m et 3,6 m et l'horizontale entre 14 m et 37,5 m. [Wu, 1974](#) a également étudié la corrélation spatiale de la résistance au cisaillement des sols argileux de Chicago. Il a trouvé une échelle de fluctuation égale à 0,9 m, ce qui est égal à l'épaisseur approximative des différentes unités géologiques au sein de la région de Chicago.

Pour la caractérisation de la variabilité spatiale des données *CPT*, [Liu et Chen, 2010](#) ont étudié les valeurs obtenues de la résistance de pointe ( $q_c$ ) et du frottement du manchon ( $f_s$ ), dans un site susceptible à la liquéfaction à Taïwan. Ils ont remarqué que la loi exponentielle ajuste au mieux la fonction d'autocorrélation de ces paramètres et que dans le sens vertical, la résistance de pointe ( $q_c$ ) a une échelle de fluctuation qui varie entre 1,7 m et 2,5 m, plus grande que celle du frottement latéral, (inférieur à 1) alors que dans le sens horizontal, ces échelles sont similaires pour  $q_c$  et  $f_s$  et varient entre 200 et 500 m. Ils ont conclu que la structure spatiale horizontale est dominée par l'anisotropie des systèmes géologiques et hydrographiques. D'autre part, [Phoon et Kulhawy, 1999](#) ont trouvé que l'échelle de fluctuation verticale de  $q_c$  varie entre 0,1 et 2,2 m est beaucoup plus petite que celle horizontale qui varie entre 3 et 80 m. Aussi, [Lacasse et Nadim, 1996](#) ont trouvé qu'une échelle de fluctuation horizontale varie entre 9,6 m et 37,5 m, [Assimaki et al., 2003](#) l'ont trouvée égale à 12,1 m et dans le sens vertical inférieure à 1 m, la fonction d'autocorrélation obtenue étant une fonction à double optimum qui représente la somme de deux fonctions exponentielles décroissantes.

Concernant les données obtenues par le test de pénétration *SPT*, [Zhang et Chen, 2012](#) ont étudié l'effet de la corrélation spatiale des valeurs  $N$  sur la capacité portante de pieux enfoncés dans le sable. Ils ont trouvé que la fonction d'autocorrélation du type exponentielle carrée (EXP2) ajuste au mieux les données. L'échelle de fluctuation verticale varie entre 0,92 m et 1,63 m.

[Diaz Padilla et Vanmarcke, 1974](#) ont utilisé la fonction exponentielle pour calculer l'échelle de fluctuation verticale de la limite de liquidité, teneur en eau, la pression de préconsolidation et l'indice de vide d'un sol d'argile limoneuse organique douce de la Californie. Ils ont trouvé une échelle de fluctuation verticale égale 3 m pour la limite de liquidité, 1,5 m pour la teneur en eau et celle de l'indice de vide varie entre 1,5 et 3 m et horizontale égale à 1,5 m. De plus, ces auteurs ont trouvé que l'échelle de fluctuation verticale et horizontale de la pression de préconsolidation de cette argile est respectivement 0,6 m et 180 m.

[DeGroot, 1996](#) a indiqué que l'échelle de fluctuation horizontale est environ d'un ordre plus grand que celui de l'échelle de fluctuation verticale pour la plupart des propriétés du sol. Cependant, les études effectuées par [Phoon et Kulhawy, 1999](#) ont montrées que l'échelle de fluctuation horizontale de  $q_c$  peut être supérieure à l'échelle de fluctuation verticale de plus d'un ordre de grandeur. Dans l'étude de [Liu et Chen, 2010](#), l'échelle de fluctuation horizontale

de  $q_c$  et  $f_s$  est supérieure à l'échelle de fluctuation verticale de plus de deux ordres de grandeur. Ces différences ont été expliquées par [DeGroot et Baecher, 1993](#), qui ont affirmé que l'échelle de fluctuation est fortement influencée par l'intervalle d'échantillonnage. Aussi, une différence significative dans les structures spatiales a été observée par [Jaksa et al., 1997](#) lors de l'analyse des données de terrain avec des échelles d'enquêtes différentes.

[Jaksa et Fenton, 2002](#) ont souligné que les matériaux géotechniques peuvent présenter différentes caractéristiques spatiales de variabilité, en fonction de l'échelle de l'enquête et le type de problème étudié. Par conclusion, les résultats des analyses indiquent que les conditions géologiques dominent l'échelle de fluctuation.

Concernant l'application de la quantification des incertitudes reliées à la variabilité spatiale des propriétés géophysiques, très peu d'études ont été menées à ce jour. La distribution spatiale de la vitesse des ondes de cisaillement a notamment été caractérisée par [Thompson et al., 2007](#) pour les couches superficielles dans le bassin de San Francisco à l'aide de méthodes géostatistiques pour estimer les valeurs de  $V_s$  dans les endroits non échantillonnés, et en se basant sur les données de l'essai de pénétration au cône sismique (*SCPT*) et de l'analyse spectrale en ondes de surface (*SASW*). Ils ont constaté que la vitesse des ondes de cisaillement est corrélée à des distances horizontales jusqu'à 4 km.

Tableau 3. 2: Fonction et échelle de fluctuation de certaines propriétés du sol obtenues à partir des différents essais.

Type de Test	Propriété du sol	Type du sol	Loi d'Autocorrélation		Distance d'Autocorrélation ou Echelle de fluctuation (m)		Auteur
			Vertical	Horizontal	Vertical	Horizontal	
-	D10 à D90	Dépôt de sable	Exponentielle	Exponentielle	3	24	Fardis, 1979
-	D50	Sable	-	-	1 - 6.5	3.3	Smith, 1981
-	Densité	Argile	-	-	-	10.0 - 15.0	Alber et Reitmeier, 1986
-	e	Argile limoneuse organique doux, California	Exponentielle	-	1.5	-	Diaz Padilla et Vanmarcke, 1974
-	e	Argile limoneuse, doux	Exponentielle	-	3	-	Diaz-Padilla et Vanmarcke, 1974
-	e	Limon mou, sur la côte de la mer	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	-	0 - 4.5	16.8 - 22 (5,2)	Alonso et Krizek, 1975
-	Fraction du Limon	Limon mou	-	Exponentielle	-	0 - 3.8	Alonso et Krizek, 1975.
-	Fraction du Sable	Argile, sable limoneux	Exponentielle	-	0.3 - 1	-	Uzielli et al., 2005
-	Fraction du Sable	Gravier sableux	-	Exponentielle	-	100 - 120	El Gonnouni et al., 2005
-	Fraction du Sable	limon sableux	-	Exponentielle	-	50 - 60	El Gonnouni et al., 2005
-	Fraction du Sable	Limon mou	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	0 - 5.4	19.6 - 23	Alonso et Krizek, 1975.
-	$\gamma$	Argile molle, Louisiane	?	-	1.2	-	Vanmarcke et Fuleihan, 1975
-	$\gamma$	Limon mou, sur la côte de la mer	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	-	0 - 3.0	17 - 22 (4)	Alonso et Krizek, 1975
-	$\gamma_d$	Argile compactée	-	-	5	5	Baecher et al, 1980
-	n	Sable graveleux	Exponentielle	Exponentielle	0 - 2.2	8.5 - 12	Alonso et Krizek, 1975.
-	w	Argile	-	-	-	5.0 - 10.0	Alber et Reitmeier, 1986
-	w	Argile	-	Exponentielle	-	0 - 2.5	Alonso et Krizek, 1975.
-	w	Argile molle limono organique	Exponentielle	-	3	-	Diaz-Padilla et Vanmarcke, 1974
-	w	Argile sableux	-	-	-	400	Brooker et al., 1995
-	w	Gravier	Exponentielle	-	0.2 - 0.4	-	Tillmann et al., 2008
-	w	Limon mou, sur la côte de la mer	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	-	-	0 - 5 (6,3)	Alonso et Krizek, 1975
-	w <sub>i</sub>	Argile limoneuse organique doux,	Exponentielle	-	1.5	-	Diaz Padilla et Vanmarcke, 1974
-	w <sub>i</sub>	Limon mou, sur la côte de la mer	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	-	0 - 3.6	18 - 22 (4,3)	Alonso et Krizek, 1975
-	$\rho$	Gravier	Exponentielle	-	0.2 - 0.4	-	Tillmann et al., 2008
-	$\sigma_p$	Argile limoneuse	Exponentielle	Exponentielle	0.6	180	Diaz-Padilla et Vanmarcke, 1974
-	$\phi' + c'$	Sable	-	-	5.1	242	Suchomel et Mašin, 2010
CPT	1/q	Alluvions, Espagne	Exponentielle	-	0.04 - 1.3	-	Ximenez de Embun & Romana, 1983
CPT	F <sub>R</sub>	Argile et limon argileux	Exponentielle	-	0.1 - 0.5	-	Uzielli et al., 2005
CPT	F <sub>R</sub>	Sable limoneux, Sable propre	Exponentielle	-	0.2 - 0.6	-	Uzielli et al., 2005
CPT	f <sub>c</sub>	Argile Organique	Exponentielle	-	0.12-0.415	-	Dyminski et al., 2006
CPT	f <sub>c</sub>	Organique, Argile molle	-	-	0.3	-	Kormann et Shuttle, 2006
CPT	f <sub>c</sub>	Sable	Exponentielle	-	0.78 - 0.81	287 - 555	Liu et Chen, 2010
CPT	f <sub>c</sub>	Sable propre, Florida	Exponentielle	-	0.6	-	Alonso et Krizek, 1975
CPT	f <sub>c</sub>	Sols deltaques, Canada	?	-	0.4	-	Wickremesinghe et Campanella, 1993
CPT	q <sub>net</sub>	Argile et limon	Exponentielle	Double optimale	2.62	16	Assimakia et al, 2003
CPT	q <sub>c</sub>	Argile	-	-	-	9.6 - 37.5	Lacasse et Nadim, 1996
CPT	q <sub>c</sub>	Argile	Exponentiellelele sinusoïdale décroissante	-	0.5	-	Alonso et Krizek, 1975
CPT	q <sub>c</sub>	Argile	-	-	0.2 - 0.4	0.2 - 0.7	Cafaro et Cherubini, 2002
CPT	q <sub>c</sub>	Argile	-	-	0.5 - 5	20 - 200	Fenton, 1999
CPT	q <sub>c</sub>	Argile	Exponentielle	-	0.06 - 2.4	-	Jaksa et al., 1999
CPT	q <sub>c</sub>	Argile	Exponentielle	-	0.1 - 0.55	-	Kulatilake et Um, 2003
CPT	q <sub>c</sub>	Argile limoneuse	-	-	1	5.0 - 12.0	Lacasse et de Lamballerie, 1995

Type de Test	Propriété du sol	Type du sol	Loi d'Autocorrélation		Distance d'Autocorrélation ou		Auteur
			Vertical	Horizontal	Vertical	Horizontal	
CPT	q <sub>c</sub>	Argile limoneuse	Exponentielle	-	0.1 - 0.2	-	Li et Lee, 1991
CPT	q <sub>c</sub>	Argile limoneuse, Californie	Exponentielle	-	0.34 - 0.7	-	Spry et al., 1988
CPT	q <sub>c</sub>	Argile varve	Exponentielle	-	1.0-5.0	-	Vanmarcke, 1977
CPT	q <sub>c</sub>	Dépôts des fonds marin, la mer du Nord	-	Exponentielle carrée	-	30	Tang, 1979
CPT	q <sub>c</sub>	Ensemble Limon fin, mer du Nord	?	-	1.4	-	Wu et El-Jandali, 1985
CPT	q <sub>c</sub>	Sable	Double optimale	Double optimale	0.95	12.1	Assimakia et al, 2003
CPT	q <sub>c</sub>	Sable	Exponentielle	-	1.72 - 2.53	286 - 597	Liu et Chen, 2010
CPT	q <sub>c</sub>	Sable côtière	-	-	5	-	Baecher et al., 1980
CPT	q <sub>c</sub>	sable marin	-	-	-	14-38	Keaveny et al., 1994
CPT	q <sub>c</sub>	Sable propre, Florida	Exponentielle	-	1.1	-	Alonso et Krizek, 1975
CPT	q <sub>c</sub>	Sable, Argile	-	-	0.1 - 2.2	3.0 - 80.0	Phoon et Kulhawy, 1996
CPT	q <sub>c</sub>	Sol marin	-	-	-	30 - 60	Hoeg et Tang, 1977
CPT	q <sub>c</sub>	Sol pulvérulent	Exponentielle	Exponentielle	2	5	Babu et Dasaka, 2008
CPT	q <sub>c</sub>	Sols deltaïques, Canada	Exponentielle sinusoidale décroissante	-	0.85	-	Campanella et al., 1987
CPT	q <sub>c</sub>	Sols deltaïques, Canada	?	-	0.2 ~ 0.3	-	Wickremesinghe et Campanella, 1993
CPT	q <sub>cIN</sub>	Argile, Sable limoneux	-	-	0.1 - 0.8	-	Uzielli et al., 2005
CPT	q <sub>cIN</sub>	Limon et argile limoneuse	Exponentielle	-	0.3 - 1	-	Uzielli et al., 2005
CPT	q <sub>cIN</sub>	Sable propre, Sable limoneux	Exponentielle	-	0.1 - 1.2	-	Uzielli et al., 2005
CPT	q <sub>i</sub>	Argile Organique	Exponentielle	-	0.077-0.38	-	Dyminski et al., 2006
CPT	q <sub>i</sub>	Argile	-	-	0.2 - 0.5	23.0 - 66.0	Phoon et Kulhawy, 1999
CPT	q <sub>t</sub>	Organique, Argile molle	-	-	0.2	-	Kormann et Shuttle, 2006
CPT	q <sub>u</sub>	Argile molle	-	-	2	40	Honjo et Kuroda, 1991
CPT	R <sub>f</sub>	Argile	Exponentielle	-	0 - 0.6	-	Alonso et Krizek, 1975
CPT	s <sub>u</sub>	Argile	-	-	10	289	Jaksa et al., 1997
CPT	s <sub>u</sub>	Argile	-	-	-	1 - 2.0	Jaksa et al., 1999
CPT	s <sub>u</sub>	Argile glaciaire mou, mer du Nord	?	-	1	-	Wu et El-Jandali, 1985
CPT	u	Sols deltaïques, Canada	?	-	0.1 ~ 0.4	-	Wickremesinghe et Campanella, 1993
PLT	E	Remblai de sable	Exponentielle	-	0.16	-	Lumb, 1975
SPT	Ln (RD)	Dépôt de sable	Exponentielle	Exponentielle	1.8	34	Fardis et Veneziano, 1981
SPT	N	Argile Organique	Exponentielle	-	0.8857	-	Dyminski et al., 2006
SPT	N	Dunes de sable	-	-	-	20	Baecher et al, 1980
SPT	N	Organique, Argile molle	-	-	0.5	-	Kormann et Shuttle, 2006
SPT	N	Sable	-	-	2.4	-	Phoon et Kulhawy, 1999
SPT	N	Sable	Exponentielle	-	1.3 - 3.01	-	Zhang et Chen, 2012
SPT	N	Sable	Exponentielle carrée	-	0.92 - 1.63	-	Zhang et Chen, 2012
SPT	N	Sable propre	Exponentielle	-	0 - 4	-	Alonso et Krizek, 1975
Test du Labo	s <sub>u</sub>	Argile	-	-	0.8 - 6.1	-	Phoon et Kulhawy, 1999
TUC	s <sub>u</sub>	Argile glaciaire mou, mer du Nord	?	-	1	-	Wu et El-Jandali, 1985
TUC	s <sub>u</sub>	Hong Kong argile marine	Exponentielle	-	3	-	Lumb, 1974
TUU	s <sub>u</sub>	Argile marine, Japon	Exponentielle	-	0.6 -1.3	-	Matsuo, 1976
UCS	s <sub>u</sub>	Argile du Mexique	-	Exponentielle	-	0 - 0.9	Alonso et Krizek, 1975
VST	s <sub>u</sub>	Argile	Exponentielle carrée	Exponentielle carrée	1.1	22.1	Bergado et al, 1994
VST	s <sub>u</sub>	Argile	-	-	2.0 - 6.2	46.0 - 60.0	Phoon et Kulhawy, 1999
VST	s <sub>u</sub>	argile molle	-	Exponentielle sinusoidale décroissante	-	0 ~ 0.5	Alonso et Krizek, 1975
VST	s <sub>u</sub>	argile molle	-	-	1	22	Bergado et Anderson, 1985
VST	s <sub>u</sub>	Argile molle, New york	Exponentielle	-	1.2 - 3.1	-	Asaoka et Grivas, 1982
VST	s <sub>u</sub>	Argile mou	Exponentielle carrée	-	2	-	Chiasson et Wang, 2006
VST	s <sub>u</sub>	Argile sensible	-	-	3	30	Soulié et al., 1990

### 3.3.3 Quantification du coefficient de variation

Le coefficient de variation  $COV$ , qui est obtenu en divisant l'écart type par la moyenne de la variable, est couramment utilisé dans la quantification en géotechnique car il fournit une mesure significative de la dispersion relative des données autour de la moyenne.

Le Tableau 3. 3 présente les  $COV$  des propriétés du sol pour différents types de sols.

Les études reportées dans la littérature ont montré que chaque propriété du sol peut suivre des distributions de probabilité et un coefficient de variation différent suivant les sites (le type des tests, le type de sol...). Par exemple [Phoon et Kulhawy, 1999](#) ont fait une campagne d'essais intensive pour connaître l'intervalle de coefficients de variation ( $COV$ ) pour les paramètres de sol à partir des essais in situ ( $CPT$ ,  $SPT$ , Vane Shear Test...) et de laboratoire (essais triaxiaux  $C.D.$ ,  $U.U.$ ,  $C.U.$ ) et ils ont trouvé que le  $COV$  de  $s_u$  d'argile varie entre 4% et 56% (en moyenne 30%), le  $COV$  de la tangente de l'angle de frottement  $\tan(\phi)$  d'un sol à grains fins varie entre 6% et 46%, et celui de la résistance de pointe ( $q_c$ ) du sable varie entre 10% et 81% et de l'argile entre 5% et 40% tandis que celui de  $q_t$ , résistance à la pointe du  $CPT$  corrigé varie entre 2–% et 17%.

Concernant le module d'Young, [Srivastava et Babu, 2009](#) ont trouvé une valeur de  $COV$  de 34% à partir des essais  $CPT$  *in situ*, tandis que [Duncan, 2000](#) a trouvé une valeur comprise entre 15% et 70 %, et d'autres auteurs comme [Baecher et Christian, 2003](#) ; [Nour et al., 2002](#) ont trouvé des valeurs comprises entre 2% et 50%.

[Reyna et Chameau, 1991](#) ont comparé le  $COV$  dans le sable limoneux lâche de données de  $DMT$  obtenu d'une pénétration normale et d'une pénétration lente

[Kulhawy et al., 1991](#) ont estimé les coefficients de variation des propriétés physiques du sol (teneur en eau  $w$ , limite de liquidité  $w_l$ , limite de plasticité  $w_p$ , le poids volumique  $\gamma$ , l'indice de vide  $e$ ) et les propriétés mécaniques du sol (angle de frottement effective, résistance au cisaillement, et l'indice de compression) et ont souligné que les  $COV$  moyens des propriétés mécaniques du sol sont plus grandes que celle de propriétés physiques du sol.

[Phoon et Kulhawy, 1996](#) ont aussi évalué les  $COV$  de la variabilité spatiale intrinsèque des propriétés du sol obtenues à partir d'une variété de tests géotechnique sur le terrain par une revue générale de la littérature.

[Kulhawy, 1992](#) ; [Phoon et Kulhawy ; 1999](#) et [Dyminski et al., 2006](#) ont fourni une valeur de  $COV$  pour  $N$  (le nombre de coups) obtenue à partir des mesures d'essais in situ de  $SPT$ . Les valeurs de  $COV$  obtenues varient entre 19% et 150% selon les sites étudiés.

### 3.3.4 Quantification de la loi de distribution de probabilité

Plusieurs auteurs ont travaillé à quantifier la densité de probabilité des paramètres géotechniques et géophysiques.

Citons par exemple les auteurs qui ont considéré l'effet de la variabilité spatiale du sol dans les problèmes de propagation des ondes sismiques, comme [Thompson et al., 2009](#). Ils ont effectué de nombreux enregistrements down-hole et *SASW* (Spectral Analysis of Surface Waves) pour estimer le profil vertical de la lenteur de l'onde S ( $S_s$ ), ou son inverse, la vitesse ( $V_s$ ) en utilisant des modèles géostatistiques, comme le krigeage ordinaire et ils ont trouvé que la *PDF* de la lenteur (inverse de la vitesse) suit la loi beta et la valeur du *COV* est égale à 25%.

[El-Ramly et al., 2003](#) ont trouvé que l'angle de frottement interne du sable obtenu du *DST* (Dynamic shear test) suit la loi Lognormale avec un *COV* de 28%. Enfin [Assimaki et al., 2003](#) ont trouvé que  $q_c$  et  $q_{net}$  du *CPT* suit la loi Beta.

Une synthèse de l'ensemble de ces informations issues de la littérature sera présentée dans la partie conclusion de ce chapitre.



Tableau 3. 3 : Coefficient de variation de certaines propriétés du sol obtenues à partir des essais.

Type de test	Propriété du sol	Type de Sol	COV (%)	Auteurs
CIUC	Su	Argile	18 ~ 42	Phoon et Kulhawy, 1999
CPT	Cu		39	Srivastava et Babu, 2009
CPT	E		34	Srivastava et Babu, 2009
CPT	qc		15 ~ 37	Kulhawy, 1992
CPT	qc	Sable	10 ~ 81	Phoon et Kulhawy, 1999
CPT	qc	Argile, limon	5 ~ 40	Phoon et Kulhawy, 1999
CPT	qt	Argile	2 ~ 17	Phoon et Kulhawy, 1999
CPT	$\phi'$		11	Srivastava et Babu, 2009
CPT	fs	Sable de rivière	26 ~ 43	Reyna et Chameau, 1991
CPT	qc	Argile	20 ~ 40	Phoon et Kulhawy, 1996
CPT	qc	Argile	20 ~ 40	Phoon et Kulhawy, 1996
CPT	qc	Sable	20 ~ 60	Phoon et Kulhawy, 1996
CPT	qc	Sable de rivière	25 ~ 43	Reyna et Chameau, 1991
CPT	qc	Sable de rivière	25 ~ 43	Reyna et Chameau, 1991
DMT	q		5 ~ 15	Kulhawy, 1992
DMT	Ed	Sable	15 ~ 65	Phoon et Kulhawy, 1996
DMT	Ed	Sable de rivière	25 ~ 42	Reyna et Chameau, 1991
DMT	KD	Sable	20 ~ 60	Phoon et Kulhawy, 1996
DMT	KD	Sable de rivière	28 ~ 39	Reyna et Chameau, 1991
DMT	lecture A	Argile	10 ~ 35	Phoon et Kulhawy, 1996
DMT	lecture A	Sable	20 ~ 50	Phoon et Kulhawy, 1996
DMT	lecture B	Argile	10 ~ 35	Phoon et Kulhawy, 1996
DMT	lecture B	Sable	20 ~ 50	Phoon et Kulhawy, 1996
downhole et SASW	S		25	Thompson et al., 2009
DST	tan $\phi$	Argile, limon	6 ~ 46	Phoon et Kulhawy, 1999
DST	$\phi$	Argile	28	El-Ramly et al., 2003
Piezometre	$\phi$	Sable	5,6	El-Ramly et al., 2003

Type de test	Propriété du sol	Type de Sol	COV (%)	Auteurs
PMT	E	Sable	15 ~ 65	Phoon et Kulhawy, 1996
PMT	PI	Argile	10 ~ 35	Phoon et Kulhawy, 1996
PMT	PI	Sable	20 ~ 50	Phoon et Kulhawy, 1996
SPT	N		47 ~ 150	Dyminski et al, 2006
SPT	N		15 ~ 45	Kulhawy, 1992
SPT	N	Sable	19 ~ 62	Phoon et Kulhawy, 1999
SPT	N	Argile et limon	37 ~ 57	Phoon et Kulhawy, 1999
SPT	N	Argile et sable	25 ~ 50	Phoon et Kulhawy, 1996
TC	tan $\phi$	Argile et limon	6 ~ 46	Phoon et Kulhawy, 1999
Test du Labo	Cc	Différents types de sols	26 ~ 48	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	e	Différents types de sols	13 ~ 26	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	$\gamma$	Différents types de sols	2 ~ 12	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	RD	Sable	11 ~ 36	Haldar et Tang, 1979
Test du Labo	Su	Différents types de sols	16 ~ 61	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	w	Différents types de sols	9 ~ 32	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	wI	Différents types de sols	3 ~ 19	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	w <sub>p</sub>	Différents types de sols	7 ~ 17	Kulhawy et al., 1991
Test du Labo	$\phi'$	Différents types de sols	6 ~ 21	Kulhawy et al., 1991
UC	C		30 ~ 50	Fredlund et Dahlman, 1972
UC	C		30 ~ 50	Lumb, 1972
UC	C		30 ~ 50	Morse, 1972
UC	Su	Grains fines	6 ~ 56	Phoon et Kulhawy, 1999
UU	Su	Argile, limon	11 ~ 49	Phoon et Kulhawy, 1999
VST	Su	Argile	18 ~ 30	Asaoka et A-Grivas, 1982
VST	Su		42.9 ~ 63.4	Dyminski et al, 2006
VST	Su		10 ~ 20	Kulhawy, 1992
VST	Su	Argile	10 ~ 40	Phoon et Kulhawy, 1996
VST	Su	Argile	4 ~ 44	Phoon et Kulhawy, 1999

## PARTIE B: CARACTERISATION DE LA VARIABILITE SPATIALE DU SOL

### 3.4 Quantification des incertitudes reliés aux propriétés du sol de Nahr-Beyrouth

L'évaluation quantitative des incertitudes reliées aux propriétés du sol nécessite l'utilisation des méthodes statistiques, ainsi que la modélisation probabiliste pour traiter les données de laboratoire ou de mesures in situ. La théorie des probabilités est utile dans la modélisation du comportement observé d'un paramètre variable si un ensemble de mesures est disponible.

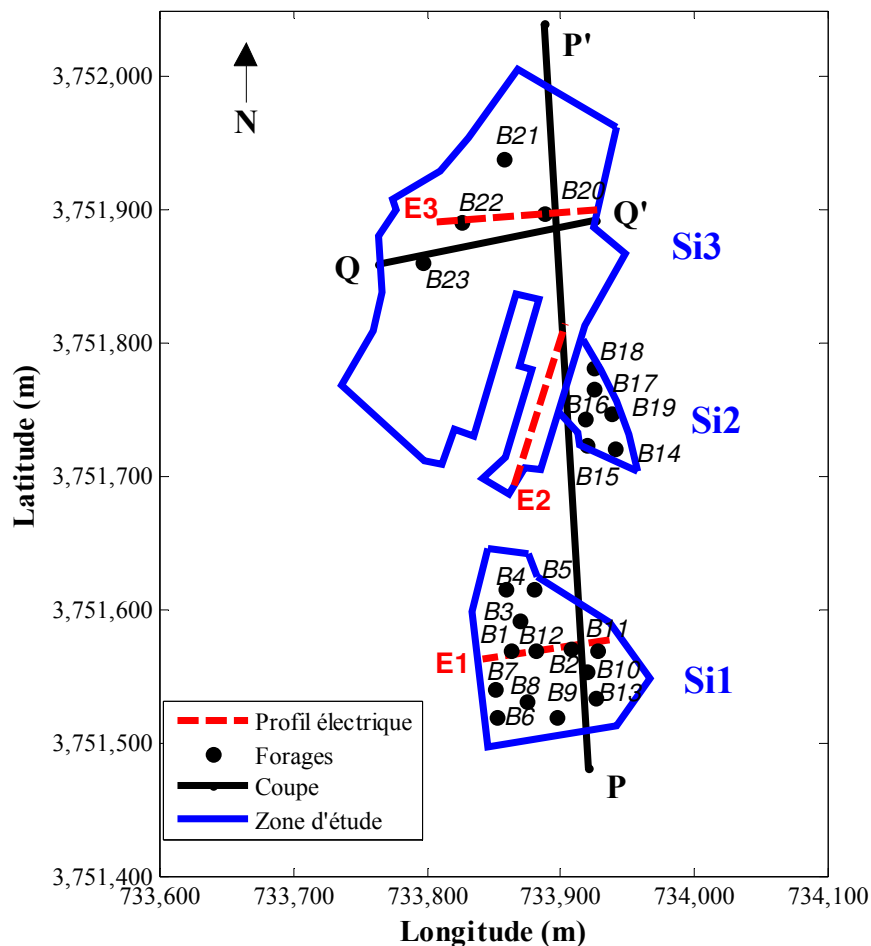


Figure 3. 5 : Position des essais géotechniques et géophysiques sur les 3 sites d'études (Si1 à Si3) de la plaine alluviale de Beyrouth.

L'objectif de cette partie est de quantifier la variabilité du sol et de présenter les résultats de l'estimation des lois de distribution, des moments statistiques, des échelles de fluctuation verticales de la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) et du nombre de pénétration  $N_{60}$  et des échelles de fluctuation horizontales de la résistivité électrique ( $\rho$ ) de la coupe Est-Ouest du site d'étude de la plaine alluviale de Nahr Beyrouth (Figure 3. 5). Cette zone de la ville se

caractérise par une grande variabilité géologique des couches alluvionnaires (chapitre 1), ainsi que par une anthropisation importante ayant conduit à modifier la structure superficielle du sous-sol. Ces hétérogénéités et variabilités rendent l'évaluation des paramètres mécaniques dans les études de stabilité très compliquée. Dans la zone d'étude (Figure 3. 5), des essais *in situ* géotechniques (forages, *SPT*) et géophysiques (essais down-hole et profils de résistivité électrique) ont été réalisés. La localisation de ces essais décrits dans le chapitre 2 est représentée dans la Figure 3. 5. Pour résumer, 13 forages (50 m de profondeur) ont été réalisés sur le site *Si1* (Figure 3. 5) et 10 forages (20 m de profondeur) sur les sites *Si2* et *Si3*. Dans la plupart de ces forages, des essais de pénétration standard (*SPT*) ont été effectués avec un espacement de 1,5 m, tandis que 4 essais down-hole ont été réalisés dans les forages situés sur le site *Si3* (B20, B21, B22 et B23), afin de déterminer la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ). Enfin, 3 profils de résistivité électrique (E1 à E2) ont été mesurés dans la zone d'études, parmi lesquels un seul (E1) fournit des informations sur la structure hétérogène du site *Si1*. L'ensemble de ces données géotechniques et géophysiques permet de caractériser les variations spatiales verticales et horizontales de la structure afin de modéliser l'hétérogénéité du sol.

### 3.4.1 Méthode d'identification des champs aléatoires

Plusieurs étapes sont nécessaires pour quantifier les incertitudes reliées à la variabilité du sol : filtrage des données, suppression de la tendance de ces données, calcul de la fonction de densité de probabilité (*PDF*) caractérisée par la moyenne et l'écart type de la valeur de la propriété ( $\mu$  et  $\sigma$  respectivement), et enfin détermination de la fonction d'autocorrélation et des échelles de fluctuation verticale  $\theta_v$  et horizontale  $\theta_h$  afin de mesurer le degré de corrélation spatiale. Quand  $\theta$  augmente, le degré de corrélation spatiale augmente et la distribution des valeurs de propriété devient plus uniforme.

Dans cette partie, on va présenter les étapes utilisées pour identifier les paramètres statistiques (moyenne, écart-type, *etc...*) et les fonctions statistiques (fonction densité de probabilité, fonction d'autocorrélation, *etc...*) qui reflètent les incertitudes liées à la variabilité spatiale des propriétés du sol.

**Evaluation des lois de probabilité :** une procédure de lissage est utilisée afin d'ajuster les données expérimentales à des lois de probabilités théoriques existantes et évaluer les moments statistiques (i.e. moyenne, écart type, *etc...*). En s'appuyant sur plusieurs études rapportées dans la littérature, les propriétés du sol peuvent suivre différentes fonctions de distribution de probabilité (*PDF*) pour différents types de sols et de sites. Normalement, en géotechnique, les paramètres du sol sont modélisés comme des variables aléatoires qui suivent une distribution normale ou distribution log-normale (Baecher et Christian, 2003). La procédure de lissage employée est basée sur une analyse de régression non-linéaire.

Comme pour les lois de probabilité, il faut identifier les modèles théoriques de corrélation qui correspondent le mieux aux données expérimentales. Avant d'évaluer la structure de corrélation d'un paramètre une **transformation des données (i.e. standardisation)** est nécessaire. La standardisation consiste à étudier une variable centrée réduite ( $\mu = 0$ ,  $\sigma = 1$ ) au

lieu de la variable physique de départ en retranchant de cette dernière sa moyenne et en la divisant par son écart-type. La nouvelle variable possède alors une moyenne nulle et un écart-type unitaire. L'intérêt de cette procédure est de transformer le champ de la propriété du sol en un champ homogène pour que l'analyse stochastique soit plus facile à réaliser. Plusieurs chercheurs dans la littérature géotechnique (Jaksa *et al.*, 1997); (Wu, 2003) ont utilisé la méthode de régression des moindres carrés pour évaluer la fonction de tendance afin de la supprimer des données réelles et de la standardiser. La Figure 3. 6 montre un exemple d'un profil  $q_c$  (la résistance à la pointe de l'essai de pénétration au cône CPT) et sa tendance (Liu et Chen, 2010). La tendance de  $q_c$  est décrite par une fonction linéaire croissante avec la profondeur, dont les paramètres sont estimés par une régression des moindres carrés.

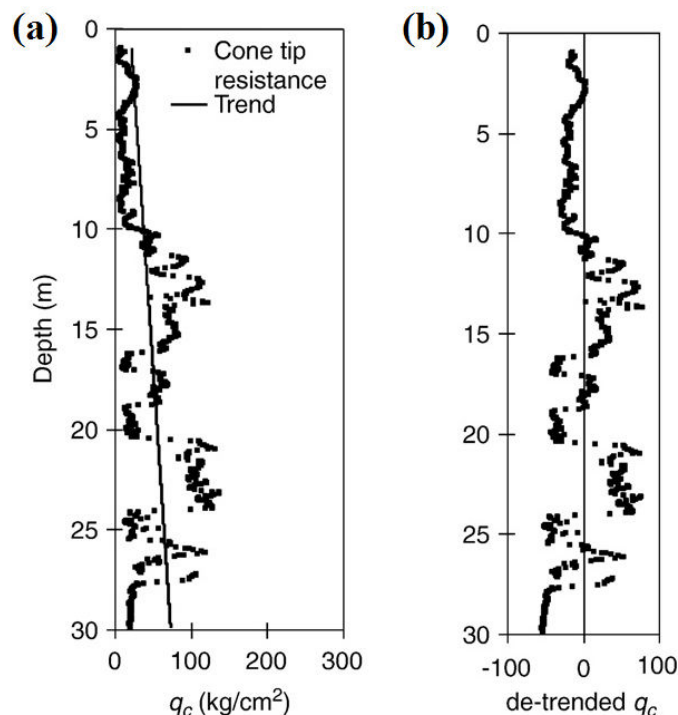


Figure 3. 6: (a) Exemple d'un profil de variation de  $q_c$  avec la profondeur. La droite indique la tendance linéaire d'augmentation de  $q_c$  avec la profondeur; (b) Les valeurs standardisées de  $q_c$  après suppression de la tendance (d'après (Liu et Chen, (2010))).

**Détermination de la structure de corrélation (fonction et échelle de fluctuation) :** Les modèles de structure de corrélation les plus utilisées pour représenter les fonctions d'autocorrélation sont: Exponentielles du premier et second ordre, triangulaire, exponentielle sinusoïdale décroissante et exponentielle décroissante (Popescu, 1995); (Jaksa, 1995) et (Srivastava et Babu, 2009). Les fonctions d'autocorrélation horizontale et verticale obtenues à l'aide des mesures expérimentales ont été utilisées pour déterminer les distances d'autocorrélation dans chaque direction (Tableau 3. 2). **Tableau 3. 2: Fonction et échelle de fluctuation de certaines propriétés du sol obtenues à partir des différents essais.**

### 3.4.2 Analyse de données

L'analyse des données de Nahr Beyrouth consiste à trouver respectivement la loi de probabilité avec les moments statistiques correspondant, la fonction d'autocorrélation (verticale et horizontale) et l'échelle de fluctuation (verticale et horizontale).

La première étape est de déterminer donc la fonction de densité de probabilité (*PDF*) des données caractérisant le site, qui sera estimée par la fonction de densité de probabilité (*PDF*) pour un type de loi de probabilité théorique existante qui minimise les valeurs d'erreur sur les paramètres statistique (moyenne et écart-type). La démarche adoptée consiste simplement à utiliser un outil de montage dans le logiciel [MATLAB, R2012a](#) (*dfittool*) sachant que, généralement, les fonctions de densité de probabilité des données géotechniques suivent une distribution log-normale ([Baecher et Christian, \(2003\)](#); [Lee et al. \(1983\)](#), [Griffiths et Fenton, 2001](#)).

La deuxième étape consiste à déterminer la fonction d'autocorrélation (ACF) qui représente la corrélation entre les valeurs du champ situées à un même pas (i) en profondeur pour une position latérale donnée (c'est la fonction d'autocorrélation verticale) et (ii) latéralement pour une profondeur donnée (c'est la fonction d'autocorrélation latérale). La fonction d'autocorrélation est donc la variation du coefficient d'autocorrélation  $\rho$  avec la distance de séparation de deux points  $k$ . Par exemple,  $\rho_{\phi\phi}(1,5)$  est le coefficient d'autocorrélation entre les valeurs de l'angle de frottement ( $\phi$ ) pour une distance de séparation égale à 1,5 mètre. Une fois la fonction d'autocorrélation d'un paramètre est déterminée après l'élimination de la tendance, la fonction d'autocorrélation est calculée en utilisant l'Eq: 3.7. Ensuite, la fonction théorique (Tableau 3. 2) qui ajuste au mieux les valeurs obtenues à des modèles existants est retenue pour la modélisation.

Cette démarche utilisant la méthode des moindres carrés permet d'obtenir deux valeurs importantes :

- 1- **Le coefficient de détermination ( $R^2$ )** qui fournit l'indicateur pour prévoir les nouvelles valeurs par la fonction d'autocorrélation
- 2- **Les paramètres de la fonction d'autocorrélation** qui permettent de déterminer l'échelle de fluctuation du champ( $\theta$ ).

En regardant la courbe de la fonction d'autocorrélation proposée pour différentes échelle de fluctuations, il est évident que la fonction d'autocorrélation suit une tendance déterministe quand il y a suffisamment de corrélation entre les données. La Figure 3. 7 indique la forme de variation du schéma de l'ACF. On voit que lorsque la distance de séparation est inférieure à l'échelle de fluctuation, une tendance déterministe existe. . Pour les distances de séparation supérieure à l'échelle de fluctuation, la fonction d'autocorrélation a une forme aléatoire sans avoir de tendance significative ([Chenari et Dodaran, 2010](#)).

Une fois la fonction d'autocorrélation obtenue, l'échelle de fluctuation est déterminée en se basant sur le Tableau 3. 2. On rappelle que l'échelle de fluctuation représente la variabilité



d'un paramètre du sol. C'est la distance au-delà de laquelle deux valeurs du même paramètre ne sont plus corrélées (indépendantes). Elle fournit donc une idée sur le degré d'homogénéité du sol. Par exemple, si on a 2 sols de valeurs  $\theta_1=0,5$  m (sol 1) et  $\theta_2= 4$  m (sol 2), on peut en déduire que le sol 1 présente plus de variabilité dans ses paramètres que le sol 2 qui est plus homogène. Une très grande distance d'autocorrélation ( $\theta \rightarrow \infty$ ) indique un sol très homogène. Dans ce cas, dans la modélisation des réponses du sol, on se limite aux calculs déterministes se basant sur les valeurs moyennes obtenues.

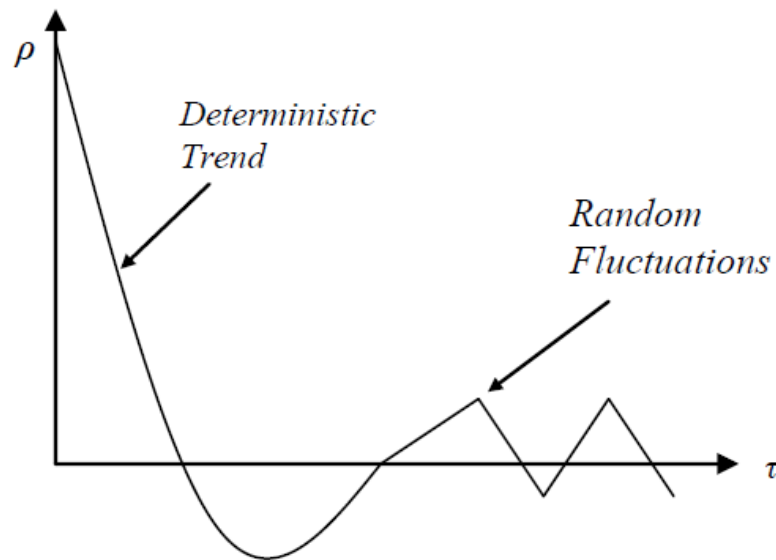


Figure 3. 7 : Schéma de la variation de la fonction d'autocorrélation avec la distance de décalage (Chenari et Dodaran, 2010).

Pour les données de Nahr Beyrouth, d'après la coupe Sud-Nord (PP') (Figure 15 dans l'article du chapitre 2), le sous-sol de la zone d'études est formé de 3 couches de sédiments sur un demi-espace : un premier horizontal de gravier avec galets, ensuite une couche d'argile et enfin une couche de sable surmontant le substratum mésozoïque. Cette dernière couche s'amincit et disparaît vers le Nord (Figure 15 dans l'article du chapitre 2). Nous avons considéré dans la modélisation deux hypothèses de structure de sol:

#### 3.4.2.1 Sol homogène

Cette approximation consiste à considérer que le sol est formé d'une seule couche homogène. Par suite, tous les paramètres statistiques (la moyenne  $\mu$ , l'écart-type  $\sigma$ , *PDF* et l'échelle de fluctuation  $\theta$ ) des propriétés du sol seront obtenus pour cette couche de sol homogène. Cependant, puisque la méthode *SPT* n'est pas adaptée pour la couche superficielle composée de galets, (on donne à *N60* une valeur de 100 lorsqu'on a des galets ou lorsqu'on considère qu'il y a refus c'est-à-dire plus de 30 coups sont requis pour pénétrer de 1 cm) les paramètres statistiques de *N60* seront calculés seulement pour le cas du sol stratifié (cf. paragraphe suivant).

Pour  $V_s$ , la moyenne des valeurs de  $V_s$  provenant du down-hole des forages qui se trouvent dans *Si3* (B20 à B23) est calculée à chaque profondeur afin de trouver l'échelle de

fluctuation ( $\theta$ ) de la moyenne des valeurs de  $V_s$  et déterminer une fonction et distance d'autocorrélation caractéristiques du site et utilisable dans la modélisation numérique.

### 3.4.2.2 Sol stratifié

Cette approximation consiste à considérer que le sol est formé de plusieurs couches : galets en surface puis une couche d'argile qui surmonte un substratum rocheux. Tous les paramètres statistiques (la moyenne  $\mu$ , l'écart-type  $\sigma$ ,  $PDF$  et l'échelle de fluctuation  $\theta$ ) des propriétés du sol seront déterminés au sein de chaque couche. Dans cette partie, on détermine pour chaque couche les paramètres statistiques pour  $V_s$  et  $N60$  dans la direction verticale. Dans le sens horizontal, les paramètres statistiques de la résistivité électrique vont être déterminés à partir des profils électriques à chaque profondeur.

Pour  $N60$  (dans l'argile), la moyenne des valeurs de  $N60$  provenant des forages qui se trouvent dans  $Si3$  (B20 à B23) est calculée à chaque profondeur et le même travail est effectué pour les valeurs de  $V_s$  des forages de  $Si3$  trouvées dans l'argile puis celles trouvées dans le sable.

## 3.5 Résultats de la quantification des paramètres statistiques des propriétés du sol de Nahr Beyrouth

### 3.5.1 Variabilité verticale des valeurs $N60$ pour le cas d'un sol stratifié

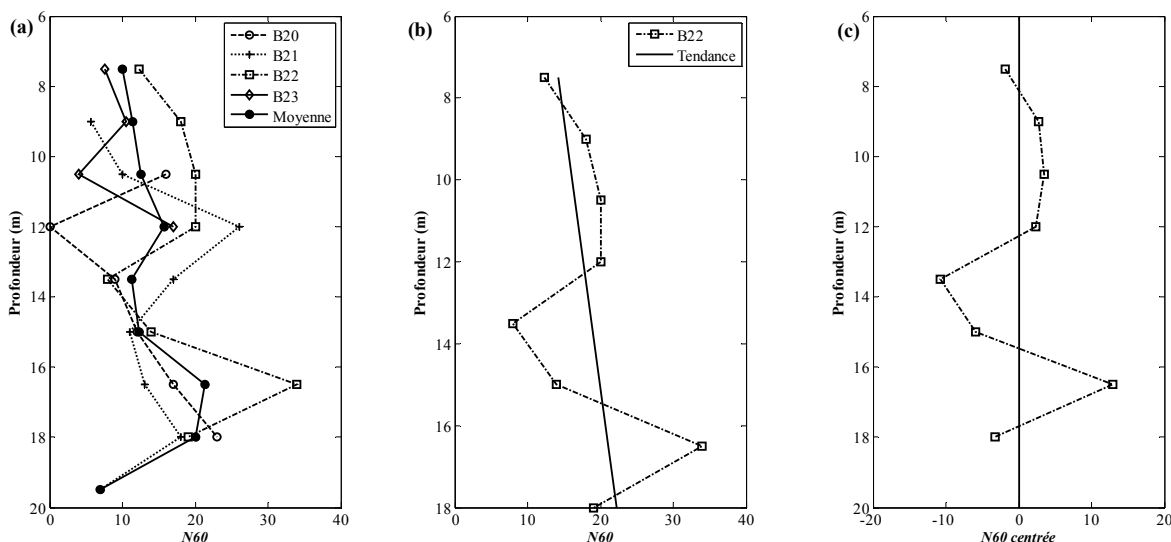


Figure 3. 8 : (a) Profils de variation de  $N60$  avec la profondeur dans les forages B20, B21, B22, B23 et la moyenne de ces 4 forages. (b) Profil de variation de  $N60$  du B22, avec la droite de tendance d'augmentation de  $N60$  avec la profondeur. (c) Résidus de  $N60$  après l'élimination de la tendance.

Les profils de variation de  $N60$  dans les forages B20, B21, B22 et B23 (site  $Si3$ ) au sein de la couche d'argile sont présentés dans la Figure 3. 8(a) avec la moyenne de  $N60$  dans l'argile à chaque profondeur pour ces 4 forages. Les valeurs de  $N60$  varient entre 0 et 35 pour une profondeur comprise entre 7,5 m et 20 m. La Figure 3. 8(b) présente le profil de variation de  $N60$  du B22, la droite indique la tendance linéaire d'augmentation de  $N60$  avec la

profondeur. Comme on peut voir dans la Figure 3. 8(c), le profil de données de résidus semble stationnaire car en éliminant la tendance linéaire, les résidus restants auront une moyenne nulle.

La Figure 3. 9 montre l'histogramme de probabilité des valeurs de  $N_{60}$  (intervalle de 1,5 m) calculé pour les quatre forages (B20, B21, B22 et B23), ainsi que les lois PDF empiriques (lois Normale et Lognormale) ajustées aux données réelles au sein de la couche d'argile. La moyenne des valeurs du  $N_{60}$  est égale à  $\mu_{(N_{60})} = 14$  et le coefficient de variation  $COV = 51\%$ . Les erreurs sur les paramètres de la moyenne et l'écart-type de la loi Lognormale sont respectivement 13,8% et 10%. Malgré ces relativement fortes valeurs, dans le cadre d'une modélisation du champ aléatoire, l'hypothèse d'une distribution log-normale est plus appropriée que l'hypothèse d'une loi normale car elle élimine toute probabilité d'avoir des valeurs négatives pour les propriétés du sol.

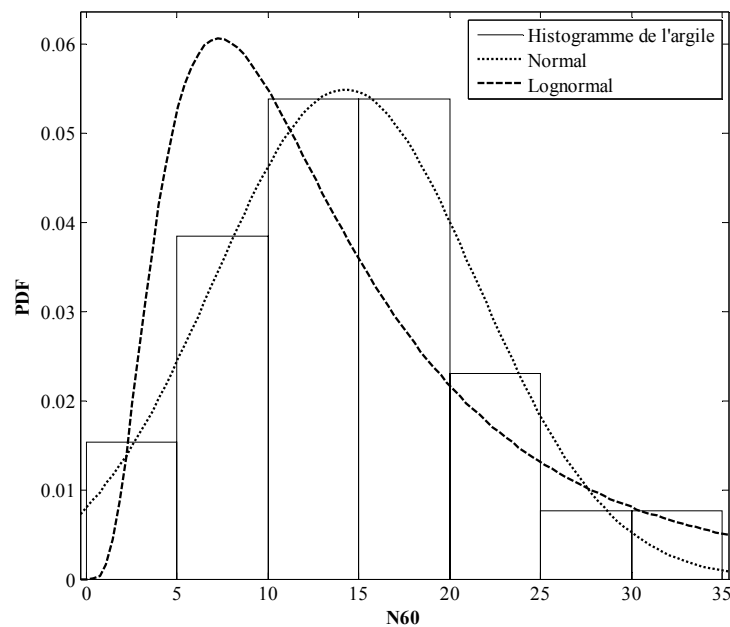


Figure 3. 9: Histogramme et PDF ajustées (pour des lois normales et lognormales) de  $N_{60}$  de tous les forages du site Si3 au sein de la couche d'argile.

La Figure 3. 10 montre la fonction d'autocorrélation (ACF) de  $N_{60}$  calculée à partir des données réelles et les fonctions empiriques (exponentielle, exponentielle carrée, exponentielle sinusoïdale décroissante et exponentielle décroissante) ajustées à ces données. Pour les forages du site Si3, la fonction d'autocorrélation de l'exponentielle décroissante (EXPDEC) ajuste au mieux les données. Ceci est clair par la valeur de  $R^2$  élevée pour tous les profils utilisés (voir Tableau 3. 4).

L'échelle de fluctuation est ensuite calculée pour chaque modèle. Le processus décrit ci-dessus a été utilisé dans chacune des analyses effectuées sur les 12  $SPT$  verticaux des deux coupes, dont les résultats sont résumés dans les Tableau 3. 4 et Tableau 3. 5.

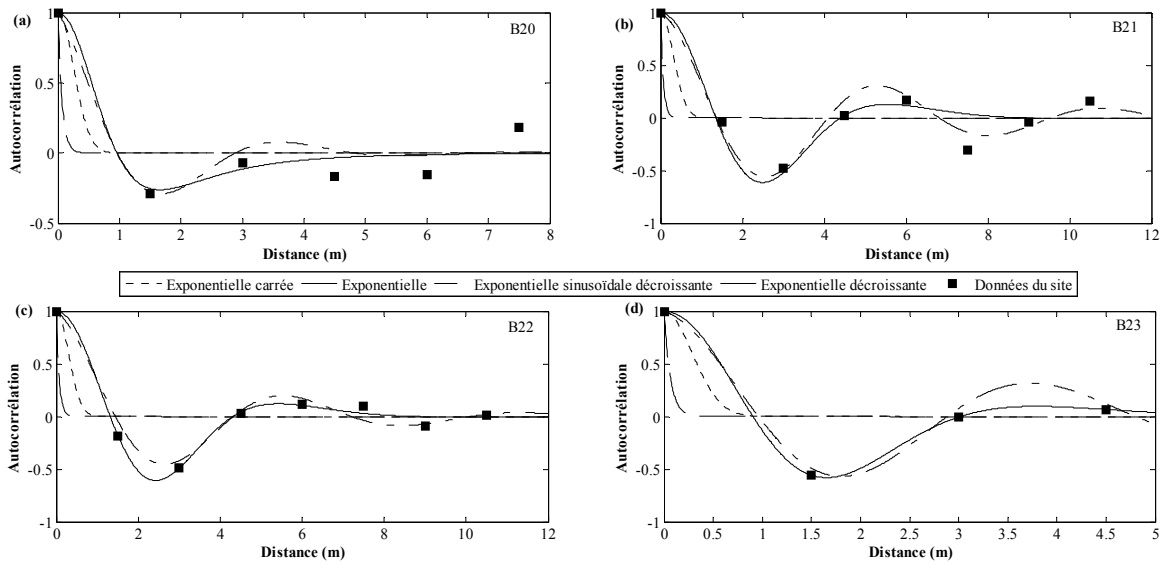


Figure 3. 10 : Fonctions d'autocorrélation ajustées pour les données de  $N_{60}$  dans l'argile avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages : (a) B20, (b) B21, (c) B22 et (d) B23.

Tableau 3. 4 : Résultats de la fonction d'autocorrélation ajustée pour les données de  $N_{60}$  dans l'argile des forages du site  $Si3$  avec quatre lois théoriques. L'espacement d'échantillonnage est de 1,5 m.  $\theta_v$  et  $R^2$  sont respectivement l'échelle de fluctuation du champ et le coefficient de détermination.

Nom du forage	Nombre d'échantillons	Lois théoriques							
		Exponentielle carrée		Exponentielle		Exponentielle sinusoïdale décroissante		Exponentielle décroissante	
		$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$
B20	6	0,8464	0,6383	0,8464	0,1333	0,9144	1,0410	0,9319	0,9586
B21	8	0,7189	0,7700	0,7189	0,1227	0,9514	1,6752	0,8798	1,3531
B22	8	0,7633	0,7487	0,7633	0,1440	0,9627	1,7159	0,9895	1,3192
B23	4	0,7481	0,7120	0,7481	0,1289	0,9881	1,1832	1,0000	0,9042

Le Tableau 3. 5 du  $Si1$  et  $Si2$  montre que l'échelle de fluctuation  $\theta_v$  varie entre 0,8 m et 1,2 m dans l'argile, avec une moyenne de  $\mu_{(N_{60})} = 19$  et un coefficient de variation  $COV_{(N_{60})}$  de 55%. Pour la couche de sable sous-jacente,  $\theta_v$  varie entre 0,6 m et 5 m avec une moyenne de  $\mu_{(N_{60})} = 54$  et un coefficient de variation  $COV_{(N_{60})}$  de 46%. Ces valeurs se situent dans la gamme de valeurs trouvées dans la littérature pour le sable (de 0,1 à 5 m) et l'argile (de 0,1 m à 8 m) d'après le Tableau 3. 2.

Le Tableau 3. 5 montre que la fonction d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) ajuste au mieux les données ayant la valeur de  $R^2$  la plus élevée. La fonction exponentielle décroissante (EXPDEC) utilisée dans cette étude dépend de deux paramètres (a et b). Cette fonction, étant à deux paramètres, présente l'avantage que sa forme est plus facilement ajustable à des données réelles.

Tableau 3. 5 : Résultats de la fonction d'autocorrélation ajustée pour les données de *SPT* dans l'argile et le sable des forages de *Si1* et *Si2* de la coupe Nord-Sud. L'espacement d'échantillonnage est de 1,5 m.  $\theta_v$  et  $R^2$  sont respectivement l'échelle de fluctuation du champ et le coefficient de détermination.

Nom du forage	Nature de sol	Nombre d'échantillons dans le profil	Fonction d'autocorrélation	$R^2$	$\theta_v$
<b>B10</b>	Argile	5	Exponentielle décroissante	0,9948	1,2642
	Sable	18	Exponentielle décroissante	0,8183	4,7420
<b>B12</b>	Argile	5	Exponentielle décroissante	0,9998	0,7752
	Sable	18	Exponentielle décroissante	0,8475	2,2120
<b>B13</b>	Argile	4	Exponentielle décroissante	1,0000	0,9781
	Sable	23	Exponentielle décroissante	0,9652	5,0577
<b>B15</b>	Sable	5	Exponentielle décroissante	0,9921	0,6825
<b>B16</b>	Argile	3	Exponentielle décroissante	1,0000	0,8093
<b>B18</b>	Sable	4	Exponentielle décroissante	1,0000	0,9594

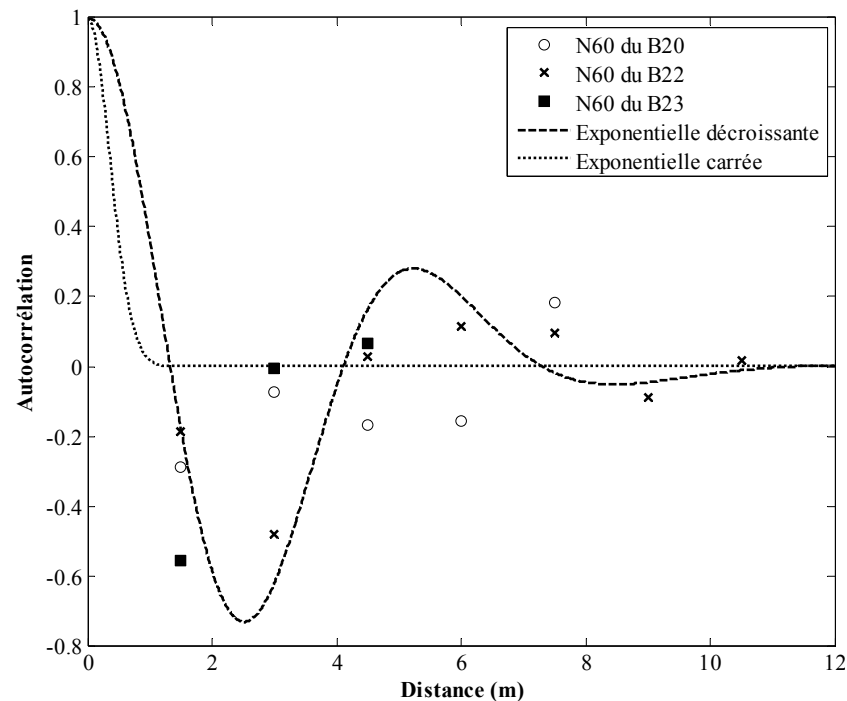


Figure 3. 11 : Fonctions d'autocorrélation des données de *N60* (obtenues de *B20*, *B22* et *B23*) et leur ajustement à des fonctions empiriques (Exponentielle décroissante (EXPDEC) et carrée (EXP2)).

La Figure 3. 11 montre les fonctions d'autocorrélation pour les 3 forages de la coupe Est-Ouest (*B20*, *B22* et *B23*) et les fonctions ACF des deux lois, exponentielle carrée (EXP2) et exponentielle décroissante (EXPDEC) ajustées à la fonction ACF moyenne des valeurs de *N60* moyennées à chaque profondeur de ces trois forages dans la couche d'argile (voir courbe moyenne de la Figure 3. 8(a)).

On remarque que la fonction d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) ajuste au mieux les données et donne une valeur de  $R^2 = 0,9757$  tandis que la fonction

exponentielle carrée (EXP2) donne  $R^2 = 0,7083$ . La valeur de l'échelle de fluctuation est égale à 1,3 m pour l'exponentielle décroissante (EXPDEC) et 0,709 m pour l'exponentielle carrée. Ces valeurs de la distance d'autocorrélation de la moyenne de  $N60$  sont dans la gamme des distances d'autocorrélation de  $N60$  lorsque ces profils sont étudiés séparément. Cette gamme varie entre 0,6 et 0,8 m pour EXP2 et entre 0,9 et 1,36 m pour EXPDEC (Figure 3. 10).

### 3.5.2 Variabilité verticale des valeurs de $V_s$

Quatre essais de type « down-hole » ont été effectués dans les forages B20, B21, B22 et B23 pour obtenir le profil de vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) qui varie entre 100 m/s et 800 m/s de 3,5 m à 20 m de profondeur. L'espacement d'échantillonnage est de 0,5 m dans B20, B22 et B23, et de 1 m dans B21. Dans cette partie, on va quantifier les paramètres statistiques de  $V_s$  dans ces forages en supposant dans un premier temps que le sol est homogène en homogénéisant les deux couches de sédiments (i.e. gravier et argile) puis en le supposant hétérogène verticalement (i.e. stratifié à plusieurs couches).

#### 3.5.2.1 Cas d'un sol homogène

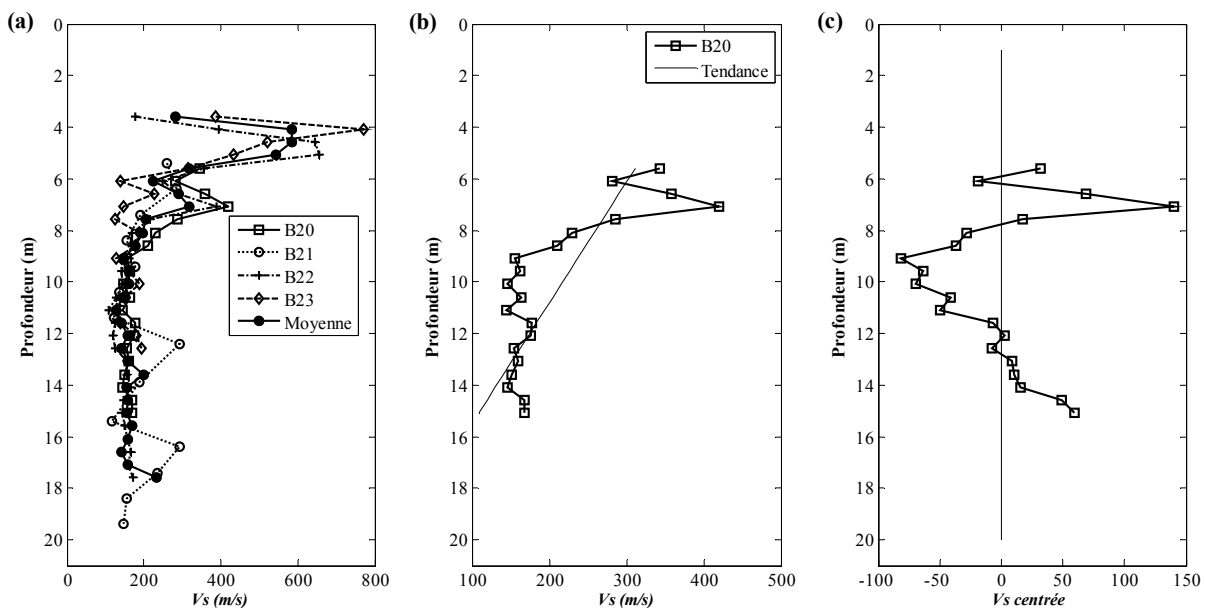


Figure 3. 12 : (a) Le profil de variation de la vitesse de cisaillement  $V_s$  en fonction de la profondeur pour les forages B20, B21, B22 et B23. (b) Le profil de variation de  $V_s$  du B20 ; la droite indique la tendance linéaire de  $V_s$  avec la profondeur en supposant que le sol est homogène. (c) Résidus de  $V_s$  après l'élimination de la tendance.

Dans cette partie, le sol est considéré comme homogène (couche de sédiments sur substratum). La Figure 3. 12 (a) présente les profils de vitesse des forages du site *Si3* dans les sédiments (gravier et argile). La Figure 3. 12 (b) présente le profil de variation de  $V_s$  du B20. La droite continue indique la tendance linéaire de  $V_s$  avec la profondeur. La Figure 3. 12 (c) montre le profil des données résiduelles de  $V_s$  après avoir enlevé la tendance. On remarque que pour ce profil la moyenne est nulle (i.e. la tendance est nulle) ce qui confirme la stationnarité de ces données.



La distribution de probabilité ajustée à l'histogramme des données de  $V_s$  est représentée ici par sa densité de probabilité ( $PDF$ ) comme le montre la Figure 3. 13. La moyenne des valeurs de  $V_s$  est égale à  $\mu_{(V_s)} = 219$  m/s et le coefficient de variation  $COV_{(V_s)} = 57\%$ . On remarque que la loi Lognormale ajuste au mieux la distribution de probabilité et les erreurs sur les paramètres de la moyenne et l'écart-type sont respectivement 4,7% et 3,4%.

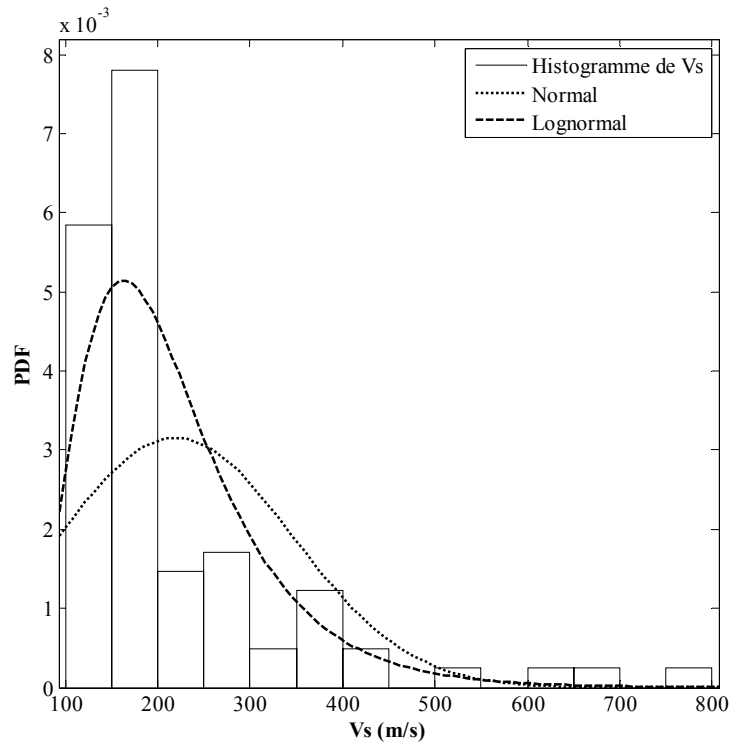


Figure 3. 13 : Histogramme et  $PDF$  Lognormale et Normale de  $V_s$  de tous les forages du site  $Si3$  en supposant le sol est homogène.

La Figure 3. 14 montre la fonction d'autocorrélation de tous les profils de vitesse de  $V_s$  pour les forages du site  $Si3$ . Les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle sinusoïdale décroissante ajustent au mieux les données, comme le montre les valeurs de  $R^2$  proche de 1 (Tableau 3. 6). Pour ces fonctions, l'échelle de fluctuation verticale dans ces forages varie entre 0,5 m et 2 m.

La Figure 3. 15 montre les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées au profil de vitesse moyen des quatre forages du site  $Si3$ . La valeur de l'échelle de fluctuation du profil moyen est trouvée égale à 1,97 m.

En conclusion, les paramètres statistiques de  $V_s$  obtenus en supposant que le sol est homogène sont :  $\mu_{(V_s)} = 219$  m/s,  $COV_{(V_s)} = 57\%$  et la structure de corrélation verticale suit une fonction exponentielle décroissante (EXPDEC) avec une échelle de fluctuation  $\theta$  autour de 2 m.

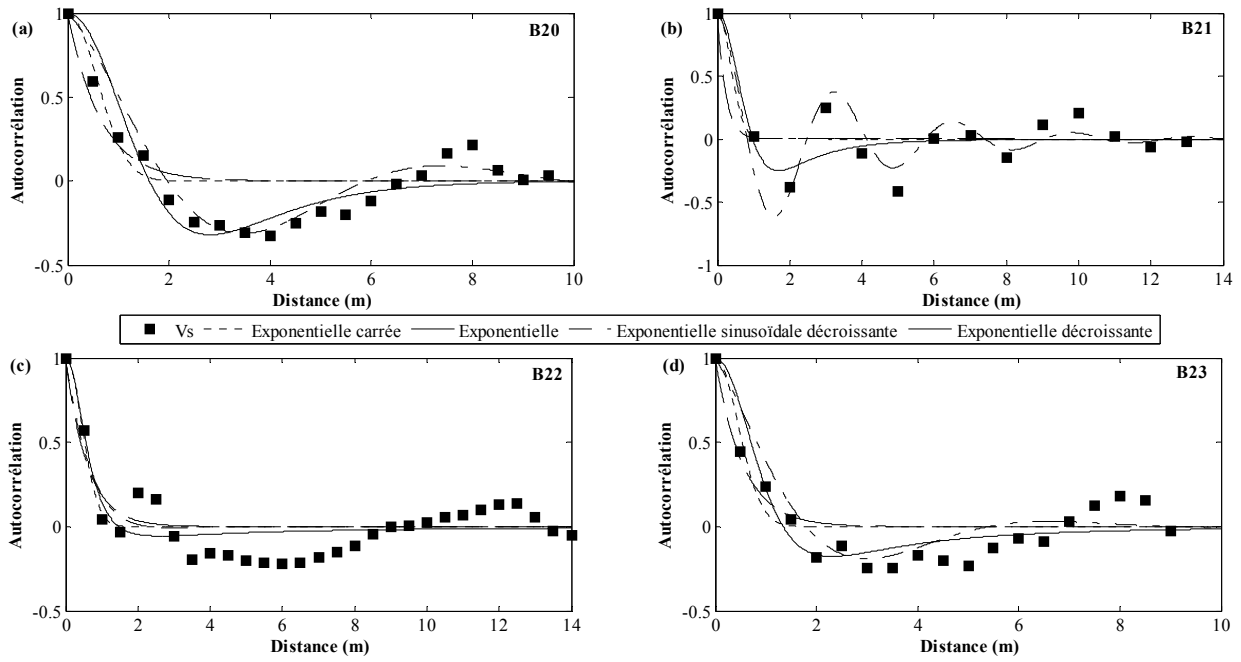


Figure 3. 14 : Fonction d'autocorrélation ajustée pour toutes les données de  $V_s$  avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages : (a) B20, (b) B21, (c) B22 et (d) B23.

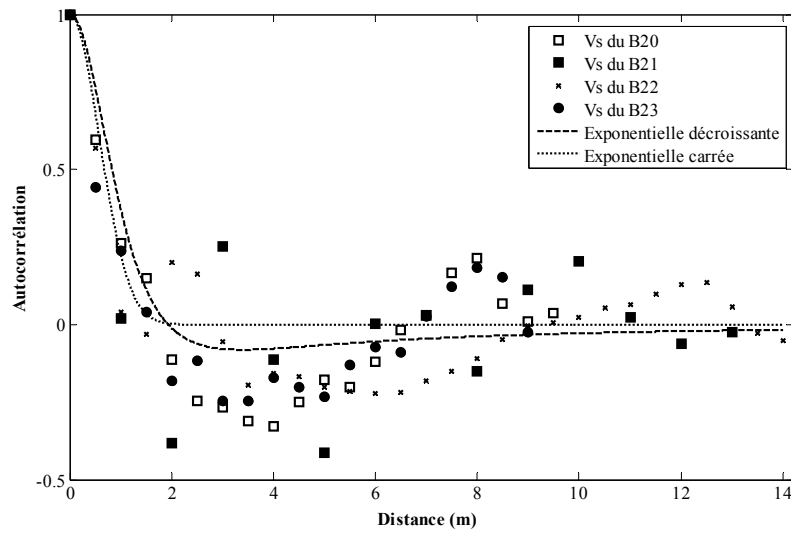


Figure 3. 15: Fonction d'autocorrélation des quatre profils de  $V_s$  du Si3 (B20, B21, B22 et B23), et les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées pour les données moyennées de  $V_s$  à chaque profondeur dans le gravier des trois down-hole

Tableau 3. 6: Résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation ajustée pour les données de  $V_s$  dans les forages de la coupe Nord-Sud en considérant le sol comme homogène

Nom du forage	Nombre d'échantillons	Structure de corrélation verticale de $V_s$ pour le cas d'un sol homogène							
		Exponentielle carrée		Exponentielle		Exponentielle sinusoïdale décroissante		Exponentielle décroissante	
		$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$
B20	20	0,7006	1,4511	0,6847	1,3037	0,903	2,1685	0,8727	1,6146
B21	14	0,6745	0,8967	0,6743	0,4546	0,8577	1,0238	0,7281	0,9803
B22	29	0,733	1,1267	0,7144	1,1961	0,7168	0,5341	0,7609	1,4766
B23	19	0,7379	1,1310	0,7443	1,0899	0,825	1,7173	0,8379	1,3396

### 3.5.2.2 Cas d'un sol stratifié

Dans cette partie, les paramètres statistiques de chaque couche géologique (gravier et argile) sont déterminés séparément (Figure 15 dans l'article du chapitre 2).

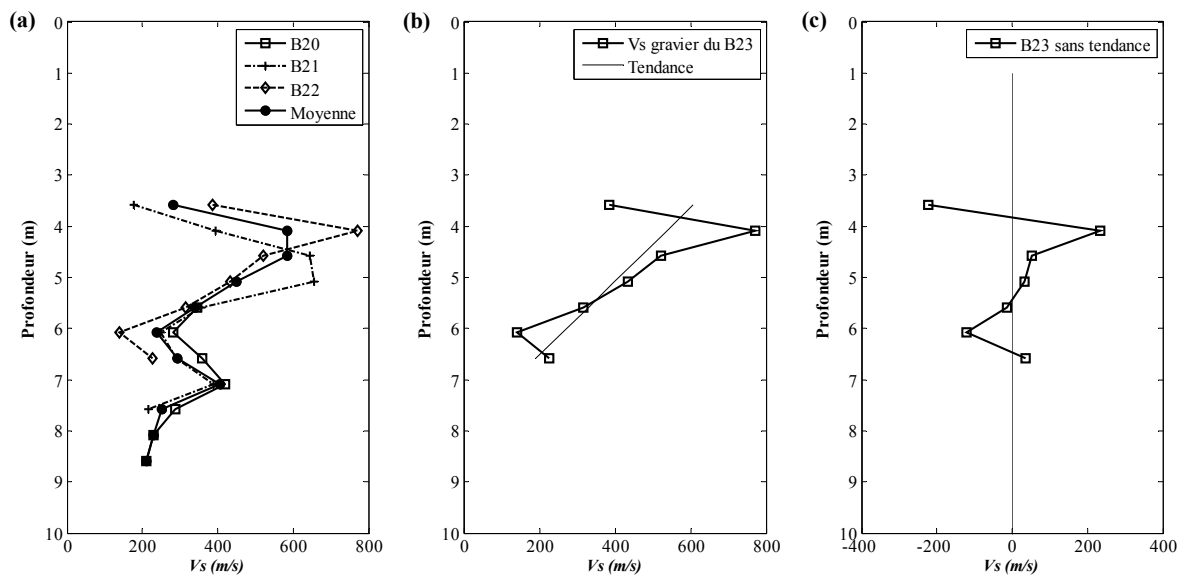


Figure 3. 16 : (a) Profils de variation de la vitesse de cisaillement  $V_s$  dans la couche de gravier en fonction de la profondeur pour les forages B20, B22 et B23. (b) Le profil de variation de  $V_s$  du forage B23, la droite indique la tendance linéaire de  $V_s$  avec la profondeur. (c) Résidus de  $V_s$  après l'élimination de la tendance.

La Figure 3. 16(a) et Figure 3. 17(a) présentent les profils de variation de  $V_s$  de la couche de gravier et d'argile respectivement en fonction de la profondeur qui varie de 3,5 m à 8,5 m dans le sable et de 6,5 m à 20 m dans l'argile. La Figure 3. 16(b) et la Figure 3. 17(b) montrent la variation de  $V_s$  des couches de gravier et d'argile respectivement avec la droite de tendance linéaire. La Figure 3. 16(c) et la Figure 3. 17(c) montrent que le profil de données de résidus devient stationnaire ayant une moyenne nulle.

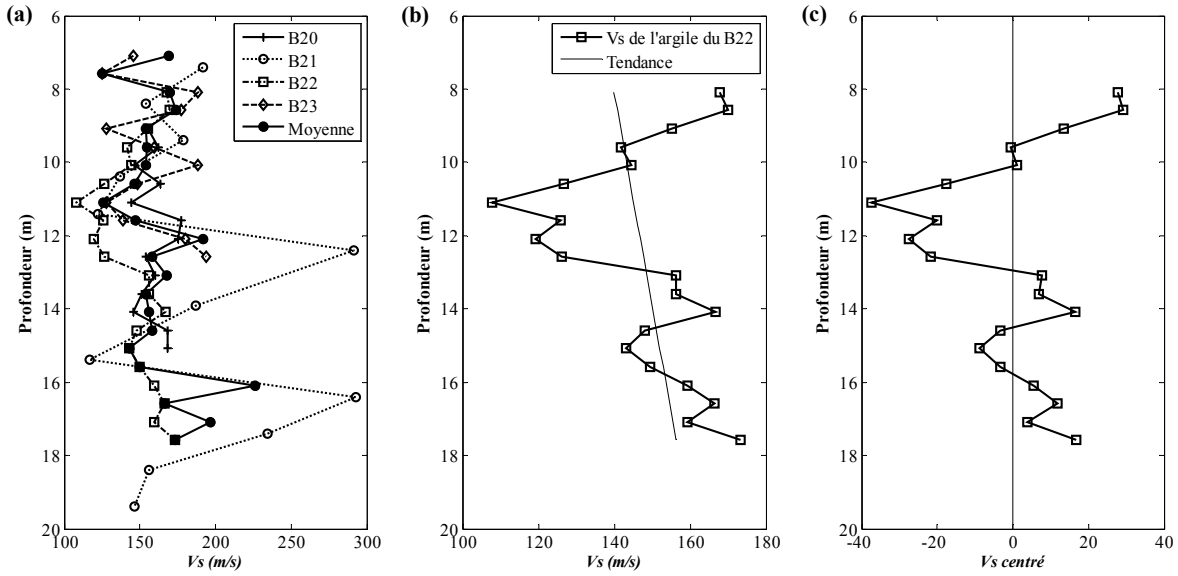


Figure 3. 17: (a) Profils de variation de la vitesse de cisailment  $V_s$  dans la couche d'argile en fonction de la profondeur au sein des 4 forages de *Si3* (B20, B21, B22 et B23). (b) Le profil de variation de  $V_s$  dans le forage B22, la droite indique la tendance linéaire de  $V_s$  avec la profondeur. (c) Résidus de  $V_s$  après l'élimination de la tendance.

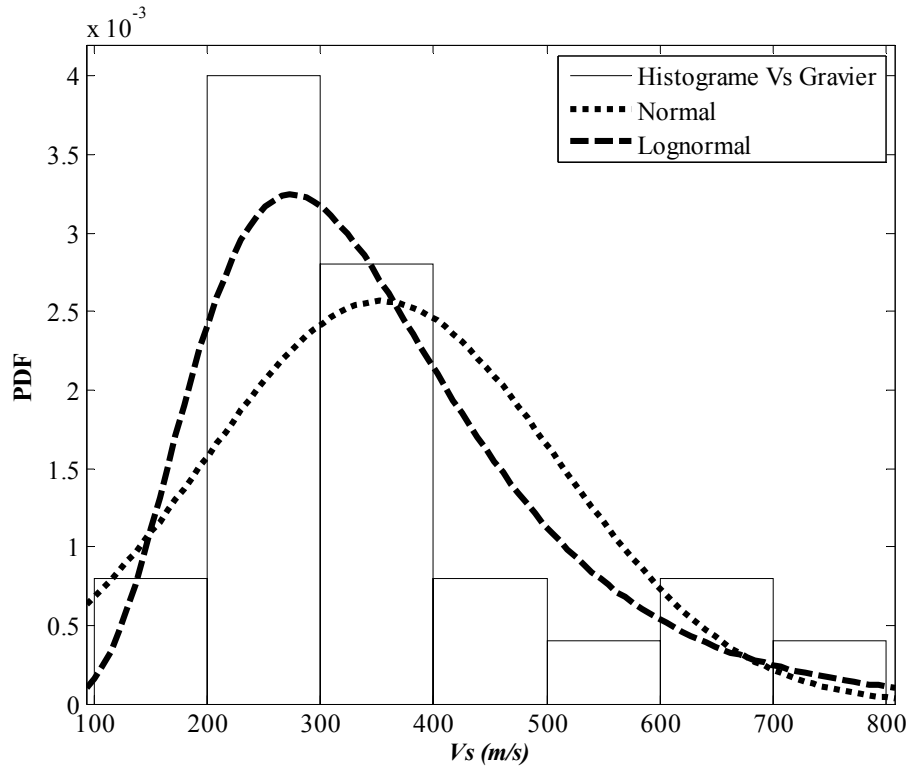


Figure 3. 18: Histogramme  $PDF$  de  $V_s$  de tous les forages du site *Si3* au sein de la couche du gravier.

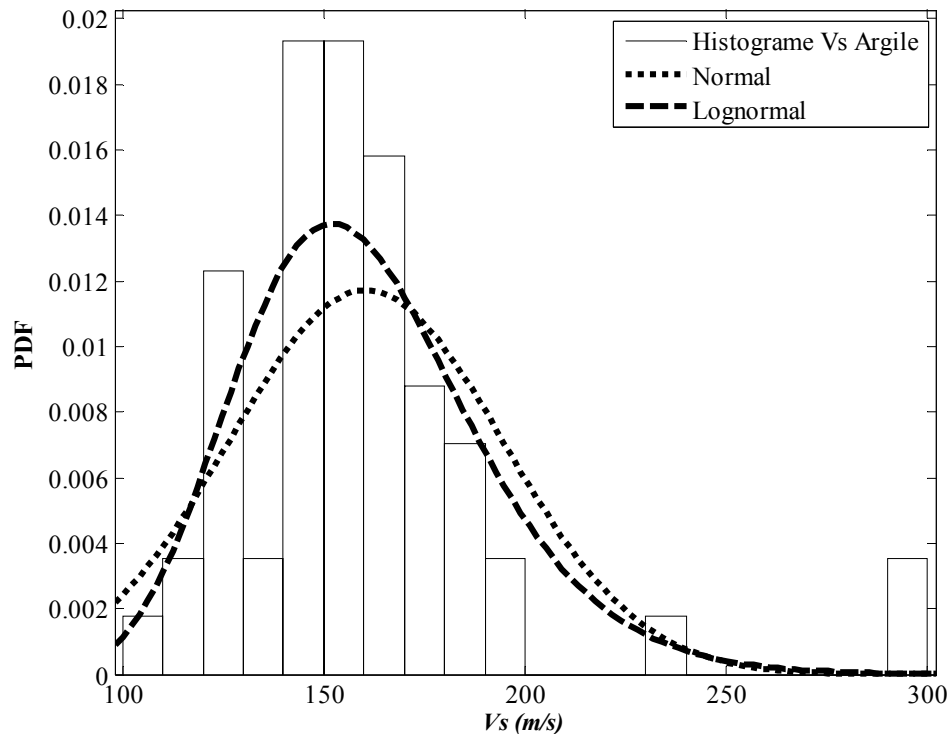


Figure 3. 19 : Histogramme  $PDF$  de  $V_s$  de tous les forages du site Si3 au sein de la couche d'argile.

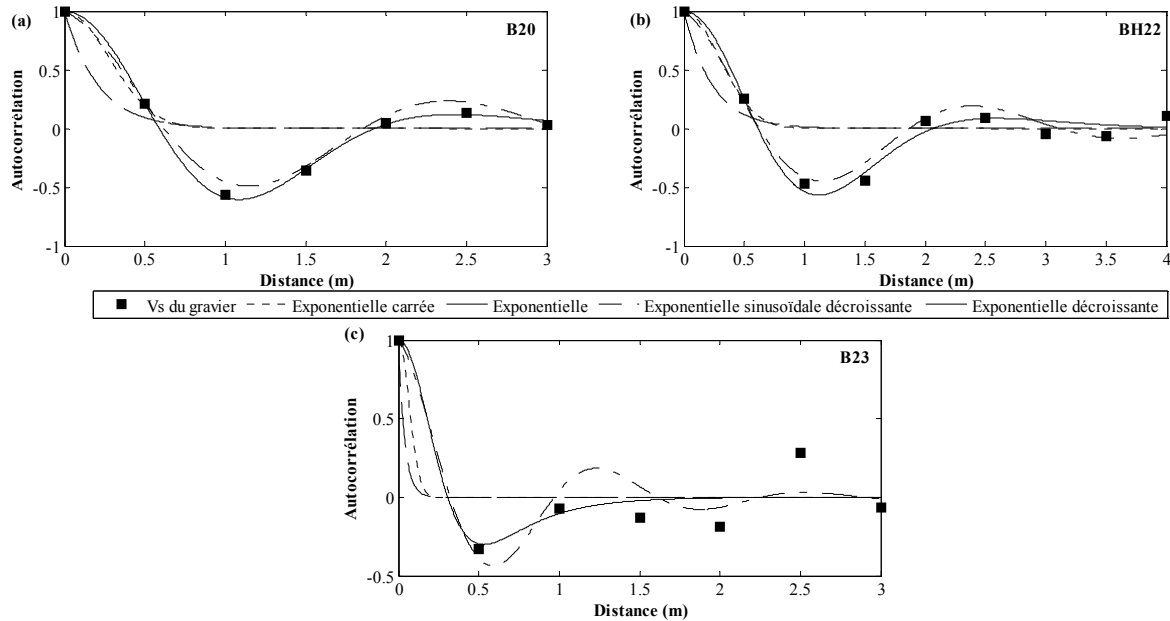


Figure 3. 20 : Fonction d'autocorrélation ajustée pour les données de  $V_s$  dans le gravier avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages : (a) B20, (b) B22 et (c) B23.

La Figure 3. 18 et la Figure 3. 19 montrent les histogrammes des données de  $V_s$  de la couche de gravier et d'argile respectivement ajustés à deux différentes lois de densité de probabilité (Normale et Lognormale). La moyenne des valeurs de  $V_s$  dans le gravier et dans l'argile sont respectivement égales à  $\mu_{(V_s)gravier} = 350$  m/s et  $\mu_{(V_s)argile} = 150$  m/s , avec des coefficients de variation  $COV_{(V_s)gravier} = 44\%$  et  $COV_{(V_s)argile} = 13\%$  . La loi de distribution Lognormale ajuste au mieux la distribution de probabilité de  $V_s$ . L'erreur sur la moyenne de

la densité de probabilité Lognormale est de 8,22 % et 2,4% pour le gravier et l'argile respectivement, et l'erreur sur l'écart type est de 5,9% et 1,7%.

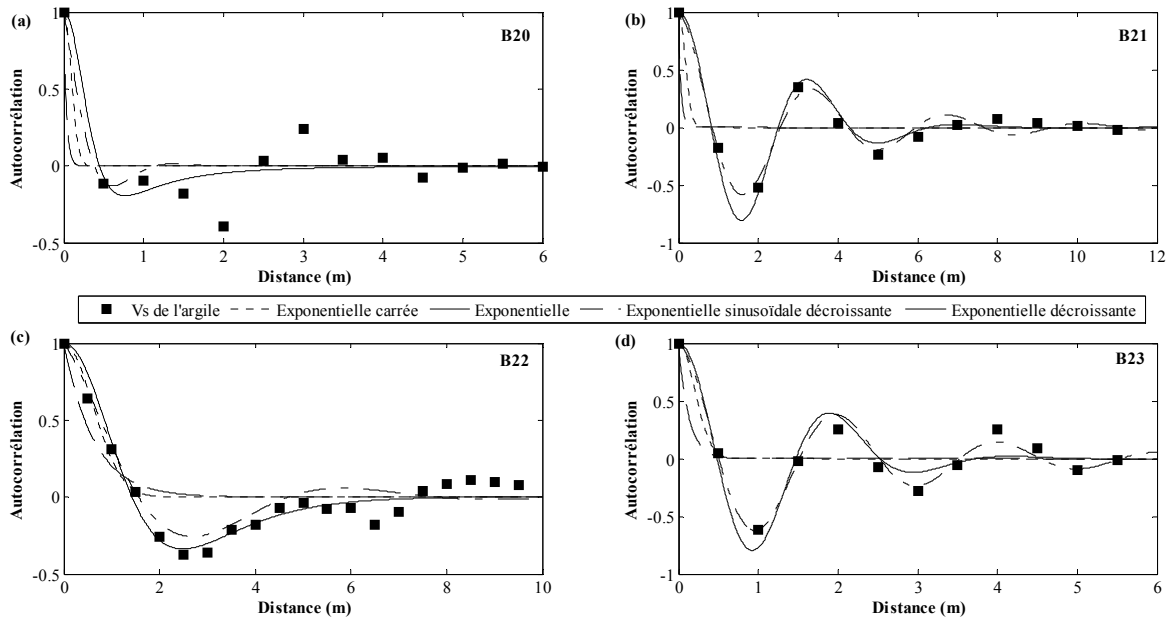


Figure 3. 21 : Fonctions d'autocorrélation ajustées pour les données de  $V_s$  dans l'argile avec plusieurs lois d'autocorrélation pour les forages: (a) B20, (b) B21, (c) B22 et (d) B23.

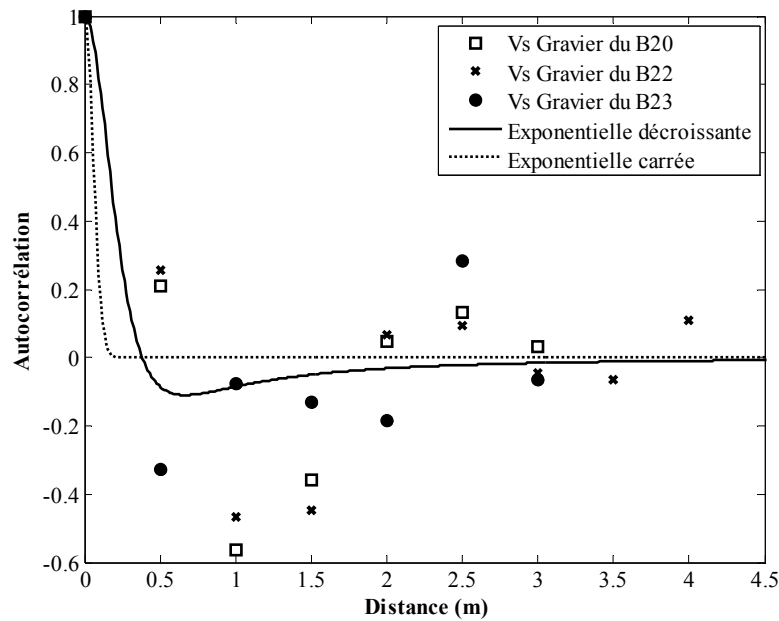


Figure 3. 22 : Fonction d'autocorrélation des trois profils de  $V_s$  du Si3 (B20, B22 et B23) dans la couche de gravier, et les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées pour les données moyennées de  $V_s$  à chaque profondeur dans le gravier des trois down-hole



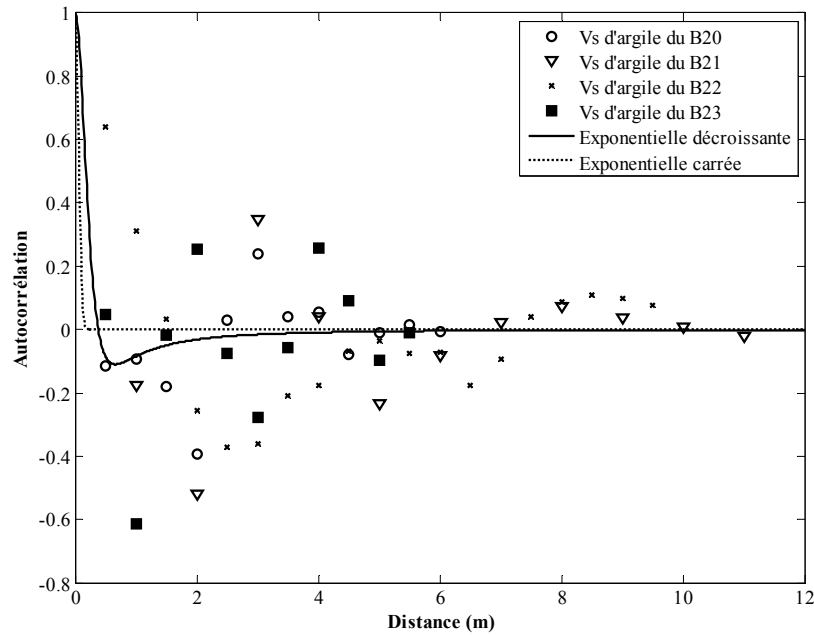


Figure 3. 23 : Fonction d'autocorrélation des quatre profils de  $V_s$  du  $Si3$  (B20, B21, B22 et B23) dans l'argile, et les fonctions d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) ajustées pour les données moyennées de  $V_s$  à chaque profondeur dans l'argile des trois down-hole

Dans cette partie, la fonction d'autocorrélation dans la direction verticale de  $V_s$  a été déterminée pour chaque couche séparément (gravier et argile). Les meilleurs résultats ont été obtenus avec la fonction exponentielle décroissante (EXPDEC) (Figure 3. 20 et Figure 3. 21) pour laquelle la valeur de  $R^2$  est la plus élevée.

En effet, la valeur de  $R^2$  obtenue a été trouvée supérieure à 0,8277 (d'après le Tableau 3. 7), et la distance verticale d'autocorrélation a été trouvée autour de 0,5 m dans le gravier et autour de 1 m dans l'argile. Ce qui signifie que la couche de sable est plus variable dans l'espace que la couche d'argile par rapport à  $V_s$ .

La Figure 3. 22 et la Figure 3. 23 montrent la fonction d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et exponentielle carrée (EXP2) des profils moyens de  $V_s$  des quatre forages du site  $Si3$  en dans les couches de gravier et d'argile. La valeur de l'échelle de fluctuation obtenue à partir des courbes moyennes est égale à 0,5 m dans le gravier et 1 m dans l'argile. Par conséquent, pour la modélisation d'un sol stratifié (cf. le chapitre 4), on considérera les paramètres statistiques suivants pour les différentes couches de sol:

- Couche de gravier :  $V_s$  moyenne égale à 350 m/s et  $COV = 44\%$  avec une distance d'autocorrélation  $\theta = 0,5$  m
- Couche d'argile :  $V_s$  moyenne égale à 150 m/s et  $COV = 13\%$  avec une distance d'autocorrélation  $\theta = 1$  m.

Tableau 3. 7 : Résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation ajustée pour les données de  $V_s$  dans les forages de la coupe Nord-Sud en considérant le sol stratifié.

Nom du forage	Nature de sol	Nombre d'échantillons	Structure de corrélation verticale de $V_s$ pour le cas d'un sol stratifié							
			Exponentielle carrée		Exponentielle		Exponentielle sinusoïdale décroissante		Exponentielle décroissante	
			$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$
B20	Gravier	7	0,6821	0,6911	0,6671	0,4209	0,9822	0,7476	0,9986	0,5894
	Argile	13	0,7785	0,2256	0,7785	0,0667	0,7899	0,3195	0,8277	0,4464
B21	Argile	12	0,6643	0,4086	0,6643	0,1227	0,9632	1,0505	0,9677	0,8221
B22	Gravier	9	0,6958	0,7320	0,6756	0,4719	0,9528	0,7401	0,9663	0,6127
	Argile	20	0,7431	1,4965	0,6999	1,2563	0,9018	1,6343	0,9417	1,4233
B23	Gravier	7	0,7946	0,1638	0,7946	0,0776	0,8869	0,3817	0,8919	0,3053
	Argile	12	0,6160	0,5046	0,6153	0,2568	0,9692	0,6273	0,8984	0,4823

### 3.5.3 Variabilité horizontale des valeurs de la résistivité électrique

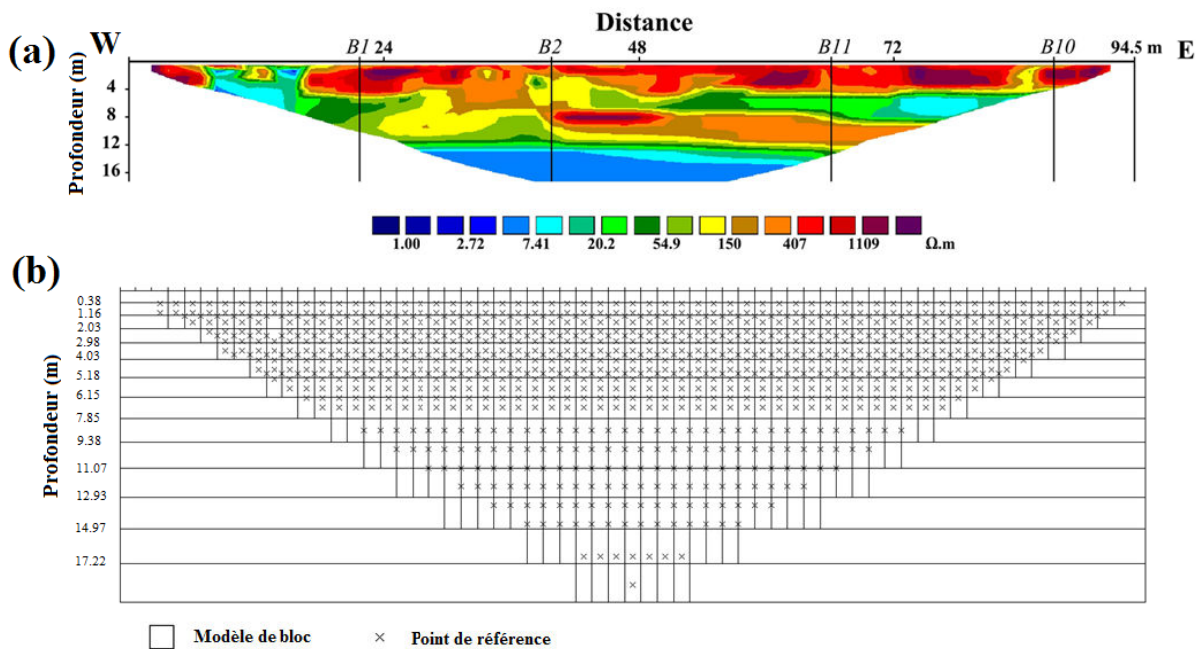


Figure 3. 24 : (a) Image électrique du profil E1 du SiI, (b) Disposition des blocs de modèle avec les points de référence de la résistivité apparente dans le pseudo section.

Cette partie présente les résultats d'une étude qui tente de quantifier l'échelle de fluctuation horizontale associée à la résistivité électrique ( $\rho$ ), par contre on ne peut pas quantifier l'échelle de fluctuation verticale avec les données électriques car les valeurs des données de résistivité ne sont pas équidistants verticalement comme montre le maillage dans la Figure 3. 24(b). Les analyses sont basées sur le profil électrique ( $EI$ ) réalisé sur le site SiI (Figure 3. 5) car les autres profils sont perturbés par la pollution. Le profil E1 est de longueur de 94.5 m avec une distance de séparation des électrodes de 2 m. L'acquisition a été faite avec

la configuration Wenner-Schlumberger. L'image électrique de la Figure 3. 24(a) a été interprétée au chapitre 2. Par conséquent, la limite de la méthode électrique est que la résolution diminue avec la profondeur lorsque la mesure est en surface, pour cela on remarque que lors de l'inversion, la taille du maillage croît avec la profondeur comme le montre la Figure 3. 24(b). Pour cela, le nombre de données latérales diminue avec la profondeur.

Pour trouver l'échelle de fluctuation horizontale du profil électrique, on prend les valeurs obtenues de l'inversion à chaque profondeur séparément. Il faut noter qu'on va étudier l'échelle de fluctuation pour 13 profondeurs différentes qui sont présentées sur la Figure 3. 24(b).

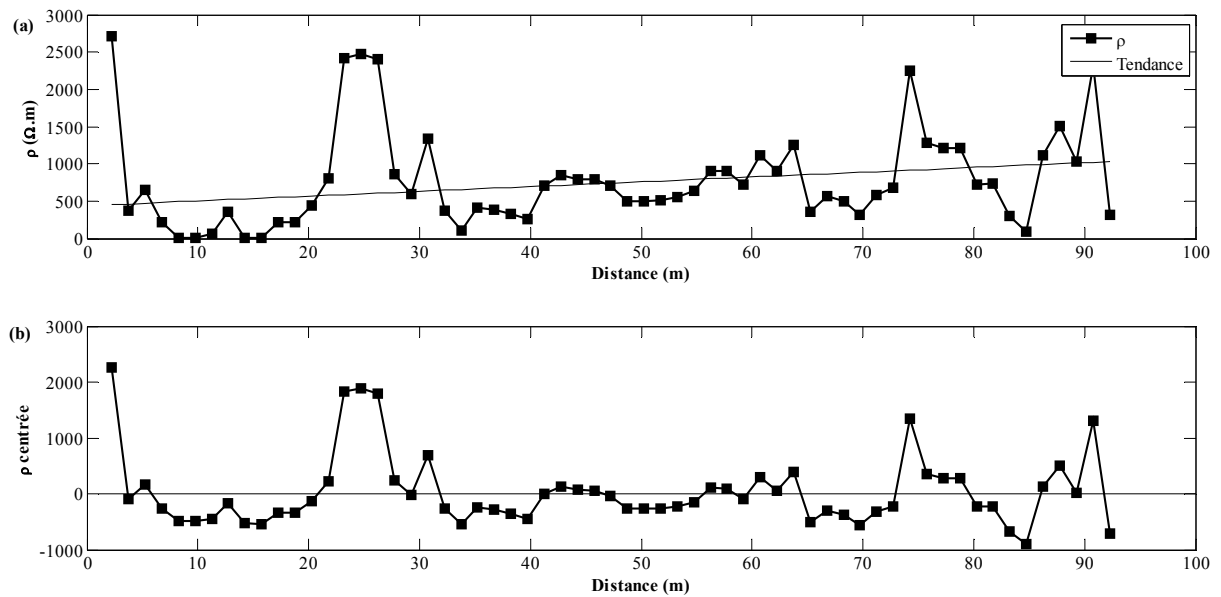


Figure 3. 25 : (a) Profil de variation de la résistivité électrique ( $\rho$ ) pour la profondeur  $Z=1,16$  m ; la droite indique la tendance linéaire de  $\rho$  le long du profil. (b) Résidus de la résistivité électrique( $\rho$ ) après l'élimination de la tendance.

On utilise les mêmes étapes mentionnées dans la section 3.4.1, en supposant que les données du profil électrique sont statistiquement homogènes et sont caractérisées par une moyenne et un écart type constants tout le long du profil. En effet, une tendance horizontale linéaire est ajustée aux données de la résistivité électrique, comme l'illustre la Figure 3. 25(a). Cette figure montre les valeurs de résistivité électrique ( $\rho$ ) obtenues à la profondeur  $Z=1,16$  m et la tendance en fonction de la distance horizontale. La Figure 3. 25(b) montre les mêmes données de la Figure 3. 25(a) après avoir soustrait les valeurs de la fonction de tendance.

La Figure 3. 26 présente l'histogramme des données de résistivités électriques ( $\rho$ ) ajusté à des lois de densité de probabilité empiriques existantes (lois Normale et Lognormale). On remarque que la loi Lognormale ajuste au mieux la distribution de probabilité des données, avec une erreur sur la moyenne et l'écart-type de 7% et 5% respectivement.

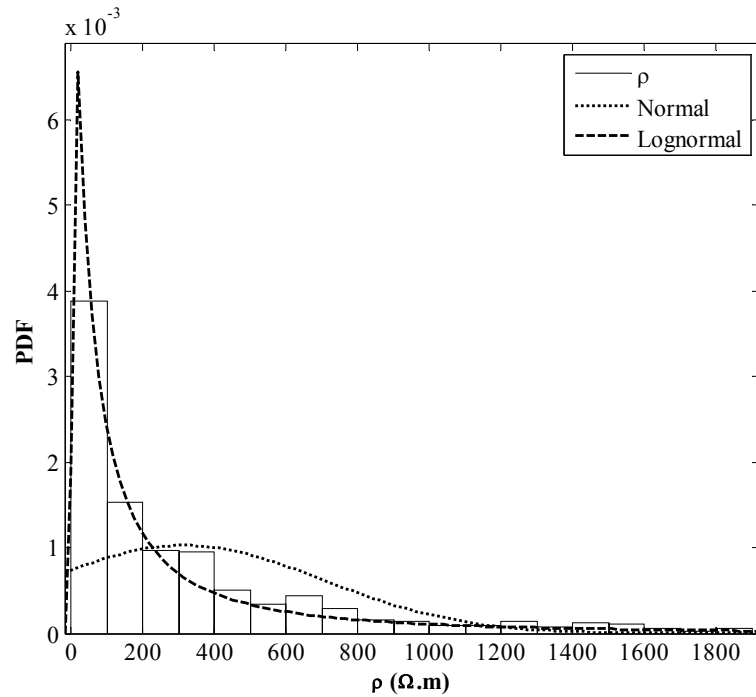


Figure 3. 26: Histogramme et *PDF* Normale et Lognormale de la résistivité électrique du profil E1 de Si1.

La fonction d'autocorrélation dans la direction horizontale a été déterminée à chaque profondeur. La Figure 3. 27 présente l'ajustement de la fonction d'autocorrélation des données de résistivité électrique par plusieurs lois d'autocorrélation théorique pour la profondeur  $Z= 1,16$  m. On remarque que les meilleurs résultats ont été obtenus avec la fonction exponentielle décroissante.

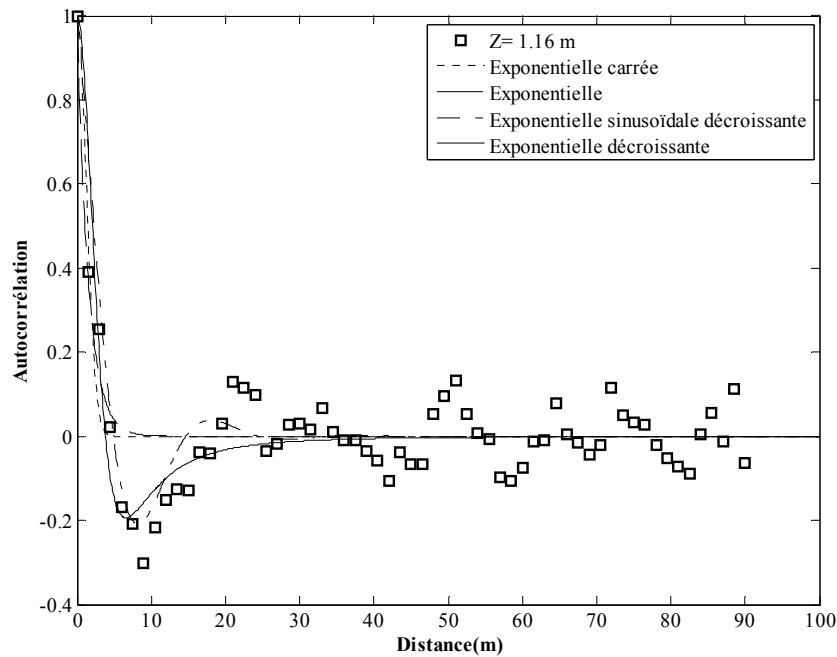


Figure 3. 27 : Fonctions d'autocorrélation théoriques ajustées aux données de la résistivité électrique pour la profondeur  $Z= 1,16$  m.

Tableau 3. 8 : Résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation horizontale ajustée pour les données de la résistivité électrique pour différents profondeurs du profil E1.

Profondeur (m)	Nombre d'échantillons	Structure de corrélation horizontale de la résistivité du sol							
		Exponentielle carrée		Exponentielle		Exponentielle sinusoïdale décroissante		Exponentielle décroissante	
		$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$	$R^2$	$\theta_v$
0,38	61	0.71	2.85	0.71	3.03	0.71	0.32	0.91	5.30
1,16	61	0.69	3.11	0.71	3.09	0.80	4.81	0.96	3.82
2,03	59	0.65	3.77	0.71	3.55	0.71	4.18	0.68	4.04
2,98	57	0.58	4.83	0.54	4.13	0.75	5.05	0.66	4.22
4,03	53	0.67	5.01	0.61	4.26	0.78	5.21	0.82	4.50
5,18	49	0.70	9.90	0.66	8.80	0.92	13.04	0.92	10.40
6,45	45	0.65	11.76	0.56	9.47	0.94	13.05	0.99	10.31
7,85	41	0.73	8.07	0.66	7.30	0.86	11.55	0.88	8.09
9,38	37	0.60	6.54	0.53	5.53	0.71	9.28	0.77	6.02
11,07	31	0.64	7.59	0.58	6.66	0.83	11.00	0.81	7.60
12,93	27	0.63	4.10	0.67	4.78	0.73	9.26	0.69	6.14
14,97	21	0.62	3.38	0.61	3.98	0.74	7.90	0.69	5.11
17,22	13	0.61	4.47	0.55	3.59	0.99	5.36	0.97	4.21

Le Tableau 3. 8 montre les résultats de la fonction d'autocorrélation et de l'échelle de fluctuation horizontale ajustée pour les données de résistivité électrique pour les 13 profondeurs du profil E1. La fonction exponentielle décroissante (EXPDEC) donne la valeur de  $R^2$  la plus élevée. Pour cette loi, la distance d'autocorrélation horizontale varie entre 3,8 m et 10,4 m selon la profondeur.

### 3.6 Conclusion

Plusieurs auteurs ont déjà travaillé sur la quantification des paramètres statistiques des propriétés géotechniques du sol (à noter Liu et Chen, 2010 ; Jaksa *et al.*, 1999; Zhang et Chen, 2012; Asaoka et Grivas, 1982; Diaz Padilla et Vanmarcke, 1974 et Phoon et Kulhawy, 1996. Cependant, peu d'auteurs ont étudié la variabilité des paramètres géophysiques (Assimaki *et al.* 2003; Thompson *et al.* 2009). Dans ce chapitre, une étude de quantification des incertitudes reliées à la variabilité spatiale des propriétés géotechnique ( $N_{60}$ ) et géophysiques ( $V_s$ ,  $\rho$ ) du sol est effectuée pour les données collectées dans la plaine alluviale de Nahr

Beyrouth. Le résumé des résultats obtenus est présenté dans le Tableau 3. 9 pour la variabilité verticale et dans le Tableau 3. 8 pour celle horizontale.

Tableau 3. 9 : Paramètres statistique obtenues pour  $N60$  et  $V_s$  avec que les valeurs entre parenthèses correspond à la distance d'autocorrelation obtenue d'après les données moyennées de  $N60$  et  $V_s$  à chaque profondeur des différents forages.

	$N60$ ( $Si1+Si2$ )		$N60$ ( $Si3$ )	$V_s$		
	Argile	Sable	Argile	Homogène	Argile	Gravier
$\mu$	19	54	14	219 m/s	150 m/s	350 m/s
$COV$ (%)	55	46	51	57	13	44
$\theta$ de l'EXPDEC (m)	0,8-1,2	0,6-5	0,9-1,36 (1,3)	0,9-1,6 (2)	0,44-1,4 (1)	0,3-0,6 (0,5)

Tableau 3. 10 : Résumé de la gamme de l'échelle de fluctuation verticale et horizontale de certaines propriétés du sol publiées dans la littérature.

Propriété du sol	Type du sol	Distance d'Autocorrélation ou Echelle de fluctuation (m)	
		Vertical	Horizontal
$q_c$	Sol cohérent	0,1 - 0,55	0,2 - 200
$q_c$	Sol pulvérulent	0,95 - 2,6	3,0 - 597
$q_{cIN}$	Sol pulvérulent (Sable)	0,1 - 1,2	
$q_{cIN}$	Sol cohérent	0,1 - 1	
$q_t$	Argile	0,1 - 0,5	23,0 - 66,0
$s_u$	Argile	0,6 - 10	0,5 - 289
$w$	Argile	3	0 - 400
$w$	Gravier	0,2 - 0,4	-
$\sigma_p$	Sol cohérent	0,6	180
$N$	Sable	0 - 4	20
$N$	Argile Organique	0,5 - 0,9	
$f_s$	Sable	0,4 - 0,81	287 - 555
$g$	Sol cohérent	0 - 3,0	17 - 22

Le Tableau 3. 10 présente un résumé de la gamme de l'échelle de fluctuation verticale et horizontale de certaines propriétés du sol publiées dans la littérature, (Ces résultats ont été donnés précédemment avec plus de détail dans le Tableau 3. 2. On remarque d'après le Tableau 3. 10 que de l'échelle de fluctuation verticale varie en général entre 0,1 et 3 mètres pour la plupart des propriétés du sol. La distance de corrélation verticale obtenue pour la plaine alluviale du Nahr- Beyrouth varie respectivement entre 0,8 et 1,4 pour le  $N60$  et entre 0,3 et 1,6 pour  $V_s$  comme le montre le Tableau 3. 9. Ces valeurs sont dans la gamme de valeur trouvées dans la littérature.

Concernant l'échelle de fluctuation horizontale, elle est en général plus élevée que l'échelle de fluctuation verticale (Tableau 3. 10). Elle est aussi difficile à mesurer en



comparaison avec l'échelle verticale du au manque de données proches spatialement les unes des autres. L'échelle de fluctuation horizontale pour certaines propriétés géotechniques a cependant été étudiée par quelques chercheurs. Un résumé de ces valeurs est donné dans le Tableau 3. 10. On remarque que l'échelle de fluctuation horizontale est dans une gamme très large : du mètre à quelques centaines de mètres. Cette grande gamme de valeurs est expliquée par DeGroot et Baecher, 1993, qui montrent que l'échelle de fluctuation mesurée est fortement affectée par l'intervalle d'échantillonnage qui peut être insuffisant dans la direction horizontale avec les méthodes géotechniques classiques comme le *CPT*, *SPT*, etc. Une explication complémentaire pourrait être des processus géologiques de dépôts sédimentaires différents d'un site à l'autre (Figure 1.1 du chapitre 1). Cependant, grâce aux méthodes géophysiques non destructives, cette difficulté disparaît car le pas d'échantillonnage dans ces méthodes peut être aussi petit que nécessaire. (e.g. pour la méthode de résistivité électrique un pas très petit est relié à une distance de séparation petite entre les électrodes). C'est ainsi que nous avons pu quantifier l'échelle de fluctuation horizontale pour la plaine alluviale de Nahr-Beyrouth sur le paramètre de résistivité. Une interprétation combinée entre valeurs de résistivité, nature géologique des différentes couches de sol et valeurs de  $V_s$  associées à chaque couche nous permettrait d'estimer l'échelle de fluctuation horizontale de la valeur de  $V_s$ .

Tableau 3. 11 : Résumé de la gamme du coefficient de variation (*COV*) de certaines propriétés du sol publiées dans la littérature.

Propriété du sol	<i>COV</i> (%)
C	5 ~ 96
N	15 ~ 150
qc	5 ~ 81
Su	4 ~ 63.4
$\phi$	2 ~ 28
E	2 ~ 70

Concernant le coefficient de variation, le Tableau 3. 11 résume la gamme des (*COV*) de certaines propriétés géotechniques du sol publiées dans la littérature. Ce tableau montre une large gamme qui varie entre 2 % pour et 150 %.

Les principales conclusions qui peuvent être tirées de ce chapitre sur la caractérisation des variabilités spatiales des propriétés du sol dans la plaine alluviale de Nahr-Beyrouth sont les suivantes:

#### ***Echelles de fluctuation verticale et horizontale.***

L'échelle de fluctuation verticale de *N60* dans l'argile est similaire à celle de  $V_s$  (de 0,4 m à 1,4 m).

L'échelle de fluctuation verticale de *N60* dans le sable (de 0,6 m à 5 m) est plus grande que celle dans l'argile (de 0,7 m à 1,3 m) donc la couche d'argile est plus variable que la couche de sable.

L'échelle de fluctuation verticale de  $V_s$  dans le gravier (de 0,3 m à 0,6 m) est plus petite que celle dans l'argile (de 0,4 m à 1,4 m) : ceci s'explique par la forte variabilité de la couche de gravier en surface. Cependant, si on suppose que le sol est homogène on obtient une valeur de l'échelle de fluctuation plus grande que celle obtenue pour chaque couche séparément car l'échelle de fluctuation est sensible à la formation géologique (Fenton et Vanmarcke (1998)).

L'échelle de fluctuation horizontale de la résistivité électrique varie entre 3,8 m et 10,4 m (Tableau 3. 8). La structure spatiale horizontale est dominée par l'anisotropie des systèmes géologiques.

#### ***Loi de distribution des propriétés du sol***

- La loi Lognormale ajuste au mieux l'histogramme de toutes les propriétés étudiées ( $N60$ ,  $V_s$  et  $\rho$ ).

#### ***Coefficient de variation des propriétés du sol***

- La valeur du coefficient de variation de  $N60$  et  $V_s$  obtenue dans l'étude et présenté dans le Tableau 3. 9 est dans la gamme obtenue dans la littérature (Tableau 3. 11)
- La valeur du coefficient de variation du  $N60$  dans le sable est similaire à celle de l'argile, tandis qu'elle plus faible dans le sable que dans l'argile pour  $V_s$ .

Les paramètres statistiques obtenus dans ce chapitre serviront à la modélisation de la réponse sismique probabiliste du sol (Chapitre 4) en se basant sur la théorie des champs aléatoires pour modéliser les variabilités des propriétés du sol.

## CHAPITRE 4 : MODELISATION 1D PROBABILISTE DE LA REPONSE SISMIQUE D'UN SOL SPATIALEMENT HETEROGENE

### 4.1 Introduction

De nombreux auteurs se sont intéressés à l'effet des hétérogénéités de petite échelle des propriétés mécaniques des sols. Le plus souvent, ils ont intégré les incertitudes sur les propriétés des sols dans une analyse probabiliste de type Monte Carlo, c'est à dire en réalisant un certain nombre de simulations permettant de balayer l'ensemble des valeurs possibles des propriétés des sols, l'objectif final étant d'évaluer la probabilité de défaillance d'un système (barrage, fondation, ...). Ces modélisations probabilistes sont motivées d'une part par la variabilité intrinsèque des propriétés des matériaux du sous-sol liés aux processus géologiques et aux facteurs environnementaux (anthropisation des milieux superficiels, sollicitation climatique) et, d'autre part, par les incertitudes de mesure des paramètres du sol et la rareté des données disponibles sur un site donné (voir chapitre 3).

Dans le domaine de la géotechnique, de nombreux auteurs ont étudié l'effet de la variabilité spatiale sur la susceptibilité à la liquéfaction des sols (Popescu *et al.*, 1997; Lopez-Caballero et Modaressi, 2010), la résistance des barrages en terre (Fenton et Griffiths, 1996), la stabilité statique des mouvements gravitaires (Abdallah *et al.*, 2000; Griffiths et Fenton, 2004; Cho, 2007; Griffiths *et al.*, 2009; Srivastava *et al.*, 2010), le comportement des fondations (radier, mur de soutènement, canalisation) (Buco *et al.*, 2006; 2008a, 2008b; Elachachi *et al.*, 2004, 2011, 2012; Fenton et Griffiths, 2002; Fenton *et al.*, 2005; Youssef Abdel Massih *et al.*, 2007; Srivastava et Babu, 2009; Youssef Abdel Massih et Soubra, 2010; Zevgolis et Bourdeau, 2010; Al Bittar and Soubra, 2013), l'interaction sol-structure (Fenton *et al.*, 2005; Zevgolis et Bourdeau, 2010), l'écoulement dans le sol (Srivastava et Babu, 2010). Les paramètres de variabilité spatiale considérés (fonction et échelle de fluctuation) dans ces études sont indiqués dans l'ANNEXE F. Les fonctions d'autocorrélation utilisées par ces auteurs sont le plus souvent de type exponentiel du premier ordre ou du second ordre (EXP2). Concernant les échelles de fluctuation, par manque de mesures permettant la quantification de ces paramètres statistiques, quelques auteurs ont présenté une étude de sensibilité en balayant une grande gamme de valeurs allant d'une valeur très petite (0.05 m à 0.5 m pour le cas d'un sol très hétérogène) pour atteindre une valeur très grande (supérieure à 20 m pour le cas d'un sol homogène) (Fenton et Griffiths, 2003 et Nour *et al.*, 2003).

Dans le domaine de la sismologie, relativement peu de recherches ont été menées sur l'impact de la variabilité des paramètres mécanique dans les domaines linéaire et non-linéaire sur la réponse sismique des terrains de couverture et, en particulier, des versants pouvant être affectés par des instabilités gravitaires. Deux approches sont généralement utilisées.

La première consiste à générer, en un site donné, une série de profil de sols artificiels de manière probabiliste, en associant à chaque couche de sol une valeur moyenne et un

coefficient de variation sur  $V_s$  et, éventuellement, sur les propriétés non-linéaires des sols (Field et Jacob, 2003 ; Roblee et al., 1996 ; Li et Assimaki, 2010 ; Rathje et al., 2010 ; Lopez-Caballero et al., 2012 ; Rodriguez-Marek et al., 2014). Basé sur l'analyse de 557 profils  $V_s$  mesurés aux Etats-Unis, Toro (1993, 1995) ont notamment développé un algorithme de génération statistique des profils  $V_s$  tel que la distribution des  $V_s$  suit une distribution log-normale à chaque profondeur et qui dépend des trois paramètres suivants : la valeur moyenne de  $V_s$  à une profondeur donnée, le coefficient de variation sur  $V_s$  et la corrélation des valeurs de  $V_s$  entre les couches. Appliquée sur des échelles de profondeur de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de profondeur, cette méthode a notamment été utilisée dans les études de Roblee et al., 1996 ; Li et Assimaki, 2010 ; Rathje et al., 2010 and Rodriguez-Marek et al., 2014. Les principaux enseignements tirés de ces études sont assez parcellaires du fait que la plupart des études combinent l'étude de la variabilité des propriétés du sol (paramètres linéaires et non-linéaires) et la variabilité du mouvement incident sur la variabilité de la réponse sismique en surface qui est évaluée, en terme de mouvement médian et d'écart-type, soit sur l'accélération maximale, soit l'amplification du site, soit sur l'accélération spectrale (Tableau 4. 1). Cependant, ces études montrent que la variabilité sur  $V_s$  est généralement prise de manière arbitraire en l'absence de mesures spécifiques au site et qu'une augmentation du coefficient de variation sur  $V_s$  produit une diminution du mouvement sismique médian en surface combiné à une augmentation de la variabilité associée (Rathje et al., 2010 ; Lopez-Caballero et al., 2012). Rathje et al., 2010 observe également que le choix du paramètre de corrélation des  $V_s$  entre les couches influe de manière importante sur le mouvement sismique en surface.

La deuxième approche consiste à formuler l'incertitude intrinsèque des couches de sol sous forme de champ aléatoire ayant pour paramètre d'entrée la valeur moyenne de  $V_s$ , son coefficient de variation, son échelle de fluctuation et une fonction d'autocorrélation (Tableau 4. 2).

Pour des variations de  $V_s$  selon l'échelle verticale uniquement, Rahman et Yeh, 1999 ont montré une décroissance de l'accélération maximale médiane (PGA) associée à une augmentation de sa variabilité avec une augmentation du coefficient de variation sur  $V_s$ . Par ailleurs, l'augmentation de l'échelle de fluctuation induit une diminution de l'accélération maximale moyenne en surface et une augmentation de la variabilité associée jusqu'à être constante pour les grandes échelles de fluctuation. En 2D, Nour et al., 2003 ont réalisé une étude de sensibilité en faisant varier le coefficient de variation sur le module de cisaillement ( $COV_G$ ) et l'échelle de fluctuation (Tableau 4. 2)

Plus l'hétérogénéité du sol augmente (faible valeur de l'échelle de fluctuation) plus le mouvement sismique médian en surface (PGA) est faible tandis que l'amplification maximale se produit à plus basse fréquence que dans le cas déterministe où l'hétérogénéité intrinsèque des couches n'est pas prise en compte. Thompson et al., 2009 montrent que la prise en compte de la variabilité spatiale des propriétés du sol permet de mieux reproduire l'amplification observée que les modèles de prédiction 1D du mouvement sismique.

Tableau 4. 1 : Principales études sur l'effet de la variabilité des propriétés mécaniques sur la variabilité du mouvement sismique en surface.

Référence	Echelle de fluctuation ( $\theta$ ) and Covariance sur $V_s$ ( $COV_{V_s}$ ) ou sur le module de cisaillement ( $COV_G$ )	Variabilité sur les paramètres non-linéaires	Variabilité du mouvement incident	Profondeur maximale (H) et extension latérale maximale (L)	Paramètre du mouvement sismique en surface
Rahman et Yeh, 1999	$\theta$ verticale = de 0.15 à 12 m $COV_{V_s}=0-30\%$	oui	oui	H = 39 m	PGA
Assimaki et al., 2003	$\theta$ verticale = 0.95 m ; $\theta$ horizontale = 12.1 m et $\theta$ verticale = 2.62 m ; $\theta$ horizontale = 16 m	oui	oui	H = 50 m L = 200 m	Accélération spectrale
Nour et al., 2003	$\theta$ verticale = de 1.5 m à l'8 $\theta$ horizontale = de 15 m à l'8 $COV_G$ = de 0.2 à 0.6	oui	non	H = 30 m L = 210 m	PGA, amplification
Thompson et al., 2009	$\theta$ verticale = de 20 à 100 m $\theta$ horizontale = de 20 à 100m $COV_{V_s}$ = de 0.1 à 0.3	non	non	H = 250 m L = 600 m	amplification
Pagliaroli et al., 2013	$\theta$ verticale = de 2.4 à 8 m $\theta$ horizontale = de $\theta$ verticale à quelques dizaines de mètres	non	non	H = 90 m L = 900 m	Intensité d'Housner

Ce chapitre se concentre sur la modélisation par champs aléatoires de l'effet de la variabilité spatiale 1D des propriétés élastiques ( $V_s$  uniquement) du sol sur la variabilité du mouvement sismique afin d'étudier l'influence du coefficient de variation sur  $V_s$ , de l'échelle de fluctuation et de la fonction d'autocorrélation sur le mouvement sismique en surface et sa variabilité et également d'évaluer la variabilité de la réponse sismique sur Nahr-Beyrouth, site pour lequel la quantification de la variabilité spatiale du sol a été effectuée dans le Chapitre 3.

La première partie de ce chapitre présente la méthode de discrétisation du champ aléatoire utilisée (Méthode *EOLE Expansion Optimal Linear Estimation*) et la méthode de modélisation par différences finies utilisant le logiciel FLAC. Dans un deuxième temps, une étude paramétrique est effectuée pour tester l'importance du choix des lois, du coefficient de variation sur  $V_s$  et des distances de corrélation sur la réponse sismique 1D. Enfin, une colonne de sol présentant les propriétés de la plaine alluviale de Nahr Beyrouth est modélisée en introduisant la variabilité spatiale des profils de  $V_s$  pour le cas d'un sol homogène et d'un stratifié à deux couches.

Tableau 4. 2 : Principales études sur la modélisation par champs aléatoires de l'effet de la variabilité spatiale 1D ou 2D des propriétés mécaniques sur la variabilité du mouvement sismique.

Référence	Covariance sur $V_s$ ( $COV_{V_s}$ ) ou sur l'écart-type sur $\ln(V_s)$ ( $\sigma_{\ln V_s}$ )	Variabilité sur les paramètres non-linéaires	Variabilité du mouvement incident	Profondeur maximale des profils de sol	Paramètre du mouvement sismique en surface
Roblee et al., 1996	-	oui	oui	80 à 300 m	Accélération spectrale
Rahtje et al., 2010	$\sigma_{\ln V_s}$ = de 0.1 à 0.4	oui	oui	100 m	Accélération spectrale, amplification
Li et Assimaki, 2010	$\sigma_{\ln V_s}$ = 0.39 $COV_{V_s}$ = 41%	oui	oui	100 m	Accélération spectrale
Rodriguez-Marek et al., 2014	$\sigma_{\ln V_s}$ = 0.21 (surface)	oui	oui	85 m	Accélération spectrale
	$\sigma_{\ln V_s}$ = 0.11 (profondeur)				
Lopez-Caballero et al., 2012	$COV_{V_s}$ = de 10 à 30%	oui	oui	50 m	PGA

## 4.2 Méthode de modélisation

### 4.2.1 Modélisation de la variabilité spatiale : Discrétisation du champ aléatoire

#### 4.2.1.1 Etat de l'art sur les Méthodes de discrétisation d'un champ aléatoire

Un champ aléatoire réel  $Z$  peut être représenté par un ensemble infini de variables aléatoires. Ce champ doit être discrétisé afin de produire un ensemble fini de  $s$  variables aléatoires  $\{\chi_j, j = 1, \dots, s\}$  affectées à des positions discrètes.

Si les méthodes des éléments finis ou différences finies sont utilisées dans l'analyse mécanique du calcul de la réponse d'un système, il est nécessaire d'évaluer les valeurs du champ aléatoire soit aux nœuds du maillage déterministe (i.e. maillage du model d'éléments finis ou de différences finies) soit aux milieux des mailles de ce maillage. Les méthodes de discrétisation de champs aléatoires peuvent être divisées en trois groupes principaux (Sudret et Der Kiureghian, 2000).

- 1) Méthodes de représentation aux points
- 2) Méthode de discrétisation par moyennage
- 3) Méthode d'expansion en séries



Chaque groupe contient plusieurs méthodes de discrétisation. Parmi les méthodes de représentation aux points on note : la méthode du milieu (*Midpoint MP method*) (Der Kiureghian et Ke, 1998) et la méthode de forme (*Shape Function SF method*) (Liu et al., 1986 a, b). Concernant les méthodes de moyennage, on peut citer : la méthode de moyennage spatial (*Spatial Average SA method*) (VanMarcke et Grigoriu, 1983) (et la méthode de moyennage local (*Local Average LA method*) (Fenton and Griffith, 2003). Dans le groupe des méthodes d'expansion en séries, existent la méthode *Karhunen-Loeve KL* (Spanos et Ghanem, 1989), la méthode d'expansion en séries orthogonales (*Orthogonal series expansion (OSE) method*) (Zhang et Ellingwood, 1994), la méthode d'estimation optimale linéaire (*Optimal Linear Estimation (OLE) method*) (Li et Der Kiureghian, 1993) et la méthode d'estimation par expansion optimale en séries linéaires (*Expansion optimal linear estimation (EOLE) method*) (Li et Der Kiureghian, 1993). Une présentation rapide de chacune de ces méthodes se trouve dans l'Annexe G.

Sudret et Der Kiureghian, 2000 ont suggéré qu'un champ aléatoire discrétisé  $\tilde{Z}(X)$  par l'une des méthodes *MP*, *SF*, *IP* et *SA*, peut s'écrire sous la forme d'une sommation finie comme suit :

$$\tilde{Z}(X) = \sum_{j=1}^s \chi_j \phi_j(X) \quad \text{Eq: 4. 1}$$

Avec  $s$  étant le nombre des termes retenus dans la procédure de discrétisation,  $\phi_j(X)$  sont des fonctions déterministes et  $\chi_j$  sont les variables aléatoires obtenues par la procédure de discrétisation. Ces variables peuvent être exprimées comme étant l'intégrale pondérée, sur un volume  $\Delta$ , d'un champ aléatoire  $Z$  :

$$\chi_j = \int_{\Delta} Z(X) w(X) d\Delta \quad \text{Eq: 4. 2}$$

Avec  $w(X)$  est la fonction de pondération. Les valeurs des fonctions de pondération et des fonctions déterministes sont données par Sudret et Der Kiureghian, 2000.

Sudret et Der Kiureghian, 2000 ont montré que le nombre des fonctions déterministes  $\phi_j(X)$  (Eq : 4.1) ne sont pas optimales pour les méthodes *MP*, *SA*, *SF* et *IP*. Ceci signifie que le nombre des variables aléatoires utilisé dans le schéma de discrétisation n'est pas minimal. En effet, dans ces méthodes, le nombre de variables aléatoires nécessaires pour la discrétisation du champ dépend du maillage utilisé (i.e. du nombre des nœuds et des mailles du maillage d'éléments finis ou différences finies). Plus le maillage est fin, plus le nombre de variables aléatoires nécessaire est plus grand. Ceci signifie que les méthodes de discrétisation appartenant aux deux premiers groupes ne sont pas des méthodes efficaces et optimales par rapport au temps de calcul nécessaire pour la discrétisation des champs et par suite la modélisation probabiliste. Ceci rend les méthodes d'expansion en séries (méthodes du troisième groupe), plus intéressantes et plus puissantes que les autres vu que ces méthodes d'expansion se basent sur l'optimisation des fonctions  $\phi_j(X)$  et donc le nombre de variables aléatoire nécessaire pour la discrétisation est minimal. En comparant les méthodes d'expansion entre elle, il a été démontré que la méthode *KL* n'est applicable que pour certains

types de fonction d'autocorrélation (Sudret et Der Kiureghian, 2000). Concernant la méthode OSE, elle est moins attractive en terme de précision comparée à la méthode KL et EOLE (Sudret et Der Kiureghian, 2000). Pour toutes ces raisons, la méthode EOLE est utilisée dans ce chapitre pour la génération des champs aléatoires. Cette méthode est décrite brièvement dans le paragraphe suivant.

#### 4.2.1.2 La méthode EOLE

La méthode EOLE, proposée par Li et Der Kiureghian, 1993, est une extension de la méthode OLE (*Optimal Linear Estimation*) et se base sur la méthode du Krigeage. Elle est adaptée aux champs aléatoires non corrélés qui suivent des lois Normales (ou Lognormale). Elle utilise une représentation spectrale du vecteur  $\chi = \{Z(X_1), Z(X_2), \dots, Z(X_s)\}$  qui présente les valeurs discrétisées du champ aléatoire aux points  $X_1, X_2, \dots, X_s$  avec  $s$  étant le nombre de points d'échantillonnage.

Le vecteur  $\chi$  peut être représenté comme suit (Sudret et Der Kiureghian, 2000) :

$$\chi = \mu_Z + \sigma_Z \sum_{j=1}^s \sqrt{\lambda_j} \xi_j \phi_j \quad \text{Eq: 4. 3}$$

Où  $\mu_Z$  est la moyenne du champs aléatoire,  $\sigma_Z$  son écart type,  $\xi_j (j=1, \dots, s)$  sont des variables aléatoires normales centrées réduites décorréllées,  $\lambda_j$  et  $\phi_j$  sont respectivement les valeurs et les vecteurs propres de la matrice de coefficient de variation  $\sum_{\chi:\chi}$  [ou d'autocorrélation  $\rho_Z(X_i, X_j)$ ] qui représente la corrélation entre deux point  $X_i$  et  $X_j$  du champ.  $\lambda_j$  et  $\phi_j$  vérifient l'équation suivante :  $\sum_{\chi:\chi} \phi_j = \lambda_j \phi_j$ .

La décomposition de la matrice de coefficient de variation permet d'avoir une approximation du champ  $\tilde{Z}(X)$  par l'équation suivante:

$$\tilde{Z}(X) = \mu_Z + \sigma_Z \sum_{i=1}^s \frac{\xi_i(\theta)}{\sqrt{\lambda_i}} (\phi_i)^T \sum_{Z(X):\chi} \quad i = 1 \dots s \quad \text{Eq: 4. 4}$$

La forme de cette équation correspond à une réalisation ou à l'évaluation du champ aléatoire  $Z$  à un endroit  $X$  dans le domaine stochastique.  $\sum_{Z(X):\chi}$  est un vecteur représentant la corrélation entre chaque élément du vecteur  $\chi$  et la valeur du champ en un point arbitraire  $X$ .

Le processus d'évaluation dépend du seul paramètre variable dans l'équation, qui est  $\xi(\theta)$ . Dans chaque processus de réalisation,  $\xi(\theta)$  prend une valeur différente choisie au hasard, et suit la loi de distribution normale standard.

La décomposition peut être tronquée à un nombre de termes  $N \leq s$ . Ce nombre  $N$  doit assurer que la variance de l'erreur (i.e. l'écart entre la variance du champ discrétisé et celle du champ d'origine) est plus petite qu'une certaine limite «  $e$  ». Cette limite est prise égale à 10% par Sudret et Der Kiureghian, 2000. La variance de l'erreur est donnée par l'équation 4.5 comme suit (Sudret et Der Kiureghian, 2000):

$$Var[Z(X) - \tilde{Z}(X)] = \sigma_z^2 \left\{ 1 - \sum_{i=1}^N \frac{1}{\lambda_i} \left( (\phi_j)^T \Sigma_{Z(X);X} \right)^2 \right\} \quad \text{Eq: 4. 5}$$

Où  $Z(X)$  et  $\tilde{Z}(X)$  sont respectivement la valeur exacte et la valeur approximée du champ en un point donné  $X$  et  $(\phi_j)^T$  le transposé du vecteur propre.

Pour le cas d'un champ aléatoire lognormale, la moyenne et l'écart type de la loi lognormale du champ aléatoire  $\mu_{LN}$  et  $\sigma_{LN}$  respectivement seront donnés respectivement par les équations 4.6 et 4.7 suivantes:

$$\mu_{(LN)} = \mu_{(X)} = \log(\mu_{LN}) - 0.5 \times \log \left( 1 + \left( \frac{\sigma_{LN}}{\mu_{LN}} \right)^2 \right) \quad \text{Eq: 4. 6}$$

$$\sigma_{(LN)} = \sigma_{(X)} = \sqrt{\log \left( 1 + \left( \frac{\sigma_{LN}}{\mu_{LN}} \right)^2 \right)} \quad \text{Eq: 4. 7}$$

#### 4.2.1.3 Implémentation du champ aléatoire dans la modélisation

Le programme MATLAB est utilisé pour effectuer toutes les étapes du processus de discrétisation du champ aléatoire déjà présenté ci-dessus. Ces étapes se résument comme suit

- 1- Définir un domaine 2D stochastique dont les dimensions à la fois  $X$  (sens horizontal) et  $Y$  (direction verticale) sont supérieures ou égales à la dimension du domaine réel (modèle d'éléments finis).
- 2- Optimiser l'ordre de l'expansion ( $N$ ) du champ aléatoire discrétisé pour aboutir à une variance de l'erreur au plus égale à 10%.
- 3- Définir la loi de probabilité (Normale ou Lognormale) du champ et ses propriétés statistiques (moyenne et écart-type), la fonction d'autocorrélation et la distance d'autocorrélation du champ aléatoire à modéliser.
- 4- Evaluer la matrice d'autocorrélation, avec ses valeurs et vecteurs propres afin d'approximer les valeurs du champ en chaque point de l'espace par l'équation Eq. : 4.3.
- 5- Transférer les différentes réalisations du champ discrétisé à FLAC2D.
- 6- Lancer les simulations de calcul de la réponse sismique sous FLAC2D.

### 4.2.2 Méthode de modélisation de la réponse sismique : FLAC2D

#### 4.2.2.1 Introduction

La modélisation de la propagation d'ondes sismiques peut s'effectuer en utilisant des algorithmes de type différences finies; éléments finis; éléments spectraux; ou éléments de frontière (Moczo et al., 2011) qui ont chacune leur domaine de validité et d'application (milieu continu/discontinu, comportement visco-élastique ou élasto-plastique, etc...).

Dans cette thèse, nous avons utilisé le logiciel commercial FLAC2D (Fast Lagrangian Analysis of Continua ; Manuel FLAC) qui est basé sur la méthode des différences finies bidimensionnelles. FLAC2D permet l'utilisation de plusieurs modèles rhéologiques pour les

sols, les roches et d'autres matériaux et offre une large possibilité d'études se basant sur des calculs statique ou dynamique (en introduisant le temps), utilisant différents types de couplage de mécanismes d'interaction (hydraulique, mécanique et thermique), plusieurs types de comportement des matériaux (élastique, élastoplastique, viscoélastique...), avec ou sans prise en compte du fluage. FLAC2D permet aussi de faire des calculs de différences finies à grandes déformations et des calculs à la rupture. Ici, il est utilisé pour l'analyse de la réponse sismique du sol (Bouckovalas et Papadimitriou, 2005; Pagliaroli, 2006; Stamatopoulos et al., 2007 et 2009).

Dans FLAC2D existe un langage de programmation FISH qui permet à l'utilisateur d'ajouter ses propres sous-programmes (nouvelles variables et fonctions ...) et même d'écrire sa propre loi de comportement. Enfin, un lien est possible entre MATLAB et FLAC2D dans le but d'échanger automatiquement les données dans les deux directions. Ceci sera utile pour transférer le champ discrétisé de MATLAB à FLAC2D.

#### 4.2.2.2 Maillage

Dans FLAC2D, les matériaux sont représentés par des zones (i.e. mailles) de forme quadrilatère. La taille des mailles peut être raffinée dans les zones de discontinuités ou dans les zones à fort gradient de contrainte.

Dans un calcul dynamique, pour éviter les phénomènes de dispersion numérique dans la propagation d'onde, il faut que la taille de la maille  $\Delta l$  soit inférieure à un dixième de la longueur d'onde minimale que l'on souhaite propager (Bourdeau, 2005). Cette longueur d'onde minimale dépend de la fréquence maximale que l'on souhaite modéliser et de la vitesse de cisaillement minimale du milieu:

$$\Delta l_{\max} \leq \frac{\lambda_{\min}}{10} \leq \frac{V_{s\min}}{10.f_{\max}} \quad \text{ou} \quad f_{\max} \leq \frac{V_{s\min}}{10.\Delta l_{\max}} \quad \text{Eq: 4. 8}$$

Avec  $\Delta l_{\max}$  étant la taille maximale de la maille,  $\lambda_{\min}$  la longueur d'onde minimale,  $V_{s\min}$  la vitesse minimale des ondes de cisaillement et  $f_{\max}$  la fréquence maximale à calculer.

#### 4.2.2.3 Modèles de comportement

FLAC propose quatorze modèles rhéologiques. Trois modèles sont le plus souvent utilisés : le modèle élastique (utilisé dans cette thèse), le modèle élasto-plastique de Mohr-Coulomb et le modèle nul.

Pour le modèle élastique, les paramètres nécessaires sont la masse volumique  $\rho$ , le module de cisaillement  $G$  (*shear modulus*) et le module de compressibilité  $K$  (*bulk modulus*), qui liés à la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) et à la vitesse des ondes de compression ( $V_p$ ) par les relations suivantes :

$$V_p = \sqrt{\frac{K+4G/3}{\rho}} \Rightarrow K = \rho(V_p^2 - \frac{4V_s^2}{3}) \quad \text{Eq: 4. 9}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \Rightarrow G = \rho V_s^2 \quad \text{Eq: 4. 10}$$

Le modèle de Mohr-Coulomb nécessite en plus les paramètres suivants : l'angle de frottement ( $\varphi$ ), la cohésion ( $c$ ), l'angle de dilatation ( $\psi$ ) et la résistance à la traction ( $\tau$ ).

Le modèle nul représente la partie du modèle excavée ou vide. Il est utilisé ainsi pour modéliser des cavités dans le sol.

#### 4.2.2.4 Conditions initiales et conditions aux limites statiques

Avant de lancer tout calcul d'éléments finis ou de différences finies, il est nécessaire de définir les conditions aux limites du modèle et d'initialiser les contraintes.

Les conditions aux limites peuvent être réglées en bloquant ou en libérant le mouvement en certains points. Dans notre cas, afin de pouvoir assurer l'équilibre initial du modèle, on a imposé des déplacements nuls le long de ses frontières latérales et à sa base. Les conditions initiales sont calculées par FLAC, par application de l'accélération de la gravité (i.e. 9,81 m/s<sup>2</sup>) dans la direction y négative vers le bas (le modèle sera ainsi soumis uniquement à son poids propre). Une fois les conditions aux limites et les contraintes initiales définies, FLAC s'assure que l'état d'équilibre est atteint ; il s'agit d'une étape préliminaire indispensable à tout calcul dynamique. Par la suite, les déplacements sont réinitialisés à zéro afin de pouvoir calculer uniquement les déplacements et déformations résultant de l'application de l'excitation sismique.

#### 4.2.2.5 Conditions aux limites dynamiques

Après l'initialisation des contraintes, une excitation sismique est appliquée à la base du modèle. Des limites de champ libre (*free field*) sont appliquées aux bords latéraux du modèle. Ceci revient à affecter des bords absorbants de type amortisseurs visqueux (Figure 4. 1). Une base rigide ou flexible (*quiet boundary*) peut être appliquée sur les bords inférieurs du modèle. Dans le cas d'une base rigide, les ondes sont totalement réfléchies entre la base et la surface libre (i.e. pas d'onde réfracté dans la couche inférieure), ce qui n'est pas une approche appropriée pour une application générale, sauf dans le cas d'un très grand contraste d'impédance entre la couche de sédiment à faible vitesse et le substratum rocheux à grande vitesse. Pour une simulation de base flexible, un bord absorbant est appliqué à la base du modèle. Dans ce cas, si le signal sismique est appliqué en vitesse ou en accélération, le bord absorbant appliqué au bord inférieur modélisant la base flexible ne travaille plus. Les ondes seront réfléchies entre la surface libre présentant ainsi un modèle à base rigide ([Manuel de FLAC](#)). Afin de modéliser une base flexible qui absorbe une partie de l'énergie émise par les ondes réfléchies en surface et arrivant à la base du modèle, le signal sismique doit être appliqué en contrainte de cisaillement  $\sigma_s$ . Cette contrainte est calculée en utilisant la formule suivante ([Manuel FLAC](#)):

$$\sigma_s = 2 \cdot (\rho \cdot V_s) \cdot v_s \quad \text{Eq: 4. 11}$$

Avec  $\sigma_s$ : contrainte de cisaillement appliquée

$\rho$ : Masse volumique

$V_s$ : La vitesse des ondes S du milieu ou le signal est appliqué

$v_s$ : La composante horizontale du signal en vitesse.

La moitié de la contrainte étant absorbée par les amortisseurs visqueux, un facteur multiplicatif 2 apparaît dans l'Eq : 4. 11.

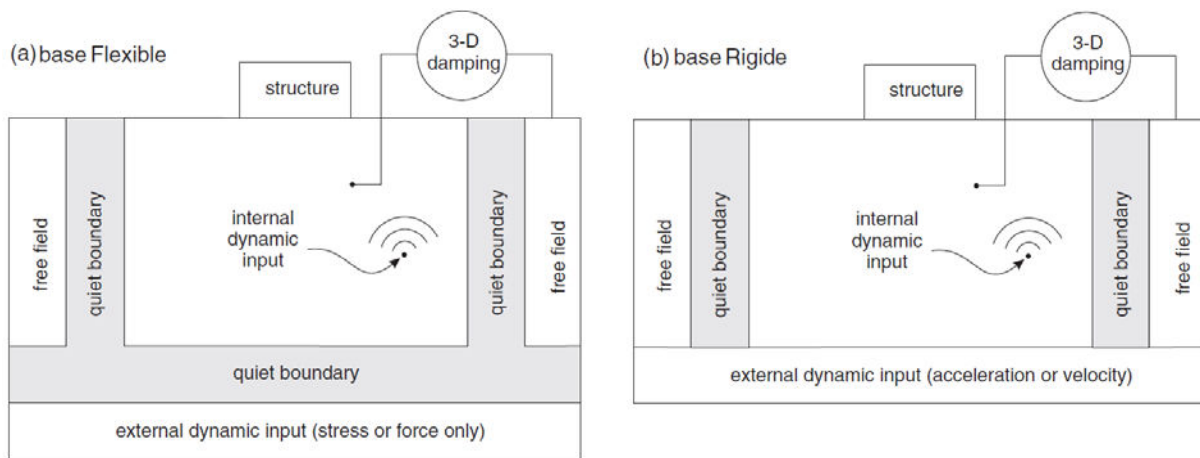


Figure 4. 1: Types des conditions aux limites en dynamique dans FLAC ([Manuel FLAC](#)).

#### 4.2.2.6 Amortissement (Damping)

Tout système dynamique contient naturellement un certain degré d'amortissement. En effet, le frottement interne conduit à une dissipation partielle de l'énergie de vibration. FLAC2D offre la possibilité d'utiliser trois types d'amortissements : l'amortissement de type Rayleigh, l'amortissement local et l'amortissement hystérétique. L'amortissement de Rayleigh est le plus utilisé. Il est défini par deux paramètres: la fréquence naturelle du système et le facteur d'amortissement (défini comme un pourcentage de l'amortissement critique). Il est relativement simple à utiliser et ne nécessite pas beaucoup de paramètres.

#### 4.2.3 Comparaison entre FLAC2D et la méthode de réflectivité

Le but de cette partie est d'effectuer une comparaison entre les signaux sismiques de la réponse du sol simulés par FLAC2D et par la méthode de réflectivité ([Kennett, 1983](#)) pour différents modèles 1D. Dans FLAC2D, la modélisation d'une colonne de sol consiste à prendre un modèle 2D de largeur 1 m avec des conditions aux limites absorbantes de type « *free field* » sur les bords verticaux et de type « *quiet boundary* » sur les bords inférieurs. Avant d'analyser les résultats obtenus, une description rapide de la méthode de réflectivité est présentée dans le paragraphe suivant.



## 4.2.3.1 Méthode de Kennett (1983)

La méthode de calcul des coefficients de réflectivité et de transmission dans un milieu stratifié horizontalement a été d'abord proposée par Thomson, 1950. Haskell, 1953 a modifié la formulation pour calculer les propriétés de dispersion des ondes de surface. Cette méthode de modélisation calcule les coefficients de la matrice de propagation dans le domaine fréquence-nombre d'onde, le signal temporel simulé étant ensuite calculé par transformée de Fourier inverse. Ces travaux ont été notamment poursuivis par Fuchs et Müller, 1971 et Kennett, 1975, 1979, 1983. Plus précisément, cette dernière méthode, dite de réflectivité, décompose les champs d'ondes P-SV et SH en ondes ascendantes et descendantes, et calcule tous les coefficients de réflexion, de transmission et de conversions d'ondes à chaque interface pour l'angle d'incidence considéré.

Le code utilisé, appelé PSVSH (ondes  $P$ - $SV$  et ondes  $SH$ ) et basé sur la méthode de Kennet, 1983, est utilisé pour obtenir la réponse sismique 1D. Les principaux paramètres d'entrée de ce code sont les suivants :

- Description de la colonne de sol :  
Épaisseur, vitesse des ondes de compression  $P$  ( $V_p$ ), vitesse des ondes de cisaillement  $S$  ( $V_s$ ), facteur de qualité des ondes  $P$  et  $S$  (respectivement,  $Q_p$  et  $Q_s$ ) et la masse volumique  $\rho$  de chaque couche.
- Description du type d'onde plane incidente :  
Onde  $P$ ,  $SV$  ou  $SH$ , son angle d'incidence et la fonction source (signal réel ou synthétique) ;

## 4.2.3.2 Excitation dynamique

Une onde plane (en vitesse) de type  $SV$  verticalement incidente est appliquée à la base des modèles. Cette onde est un pseudo-Dirac ayant un spectre de Fourier plat entre 1 et 30 Hz (Figure 4. 2).

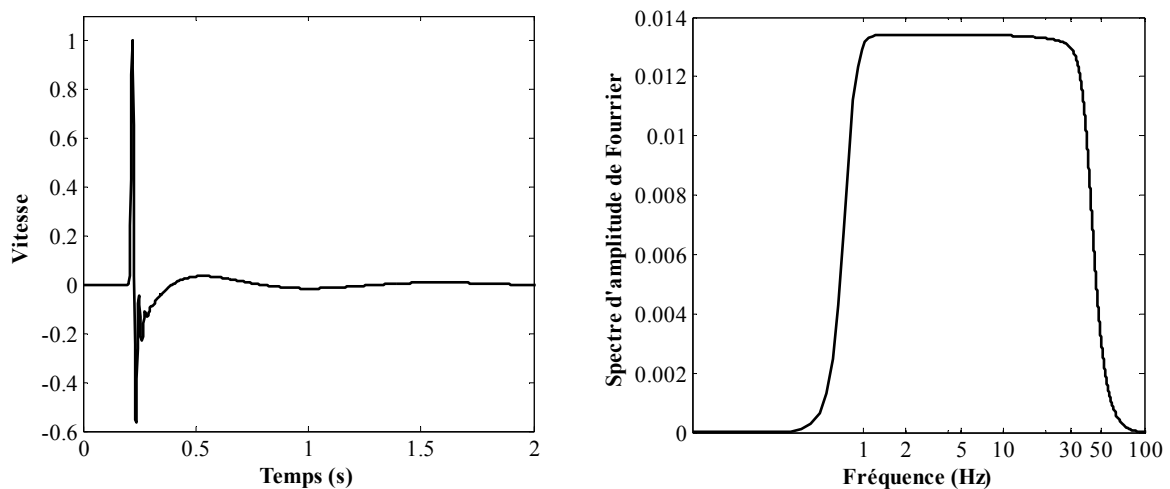


Figure 4. 2: (gauche) signal incident ; (droite) amplitude du spectre de Fourier.

#### 4.2.3.3 Résultats de la comparaison entre FLAC2D et PSVSH

Une comparaison entre FLAC2D et le code de réflectivité PSVSH est présentée ci-dessous pour les trois modèles suivants:

- Modèle 1 : Une couche de sol d'épaisseur 15.5 m,  $V_s=219$  m/s et  $\rho=1600$  kg/m<sup>3</sup> sur un demi-espace (Figure 4. 3 (a)) ;
- Modèle 2 : Deux couches sur un demi-espace comprenant une zone à moindre vitesse (Figure 4. 3 (b)), dont la première couche est de 7.5 m d'épaisseur avec  $V_s = 350$  m/s et  $\rho=1800$  kg/m<sup>3</sup>, la deuxième est de 6 m d'épaisseur avec  $V_s = 150$  m/s et  $\rho = 1500$  kg/m<sup>3</sup> ;
- Modèle 3 : Un modèle composé de 62 couches dont chacune est de 0.25 m d'épaisseur comprenant plusieurs zones à moindre vitesse sur un demi-espace (Figure 4. 3 (c)).

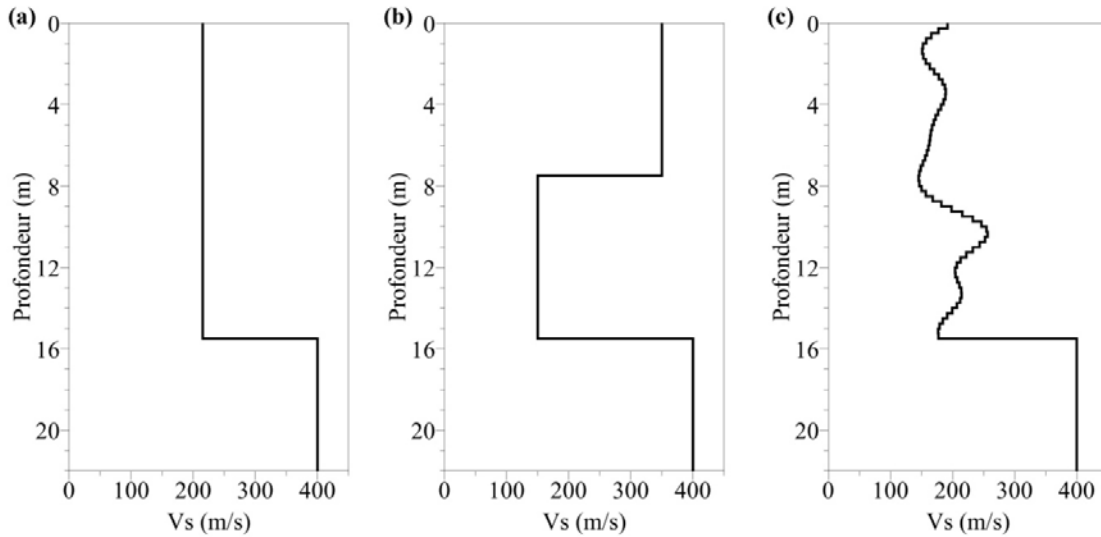


Figure 4. 3 : Les profils de vitesse en ondes de cisaillement des trois modèles étudiés. (a) Modèle 1, (b) Modèle 2 et (c) Modèle 3.

La vitesse des ondes P dans les sédiments et le demi-espace est de 1500 m/s et aucun amortissement n'est considéré.

La taille maximale de la maille  $\Delta l_{\max}$  doit respecter la condition  $\Delta l_{\max} \leq \frac{V_{s\min}}{10.f_{\max}}$  (Eq : 4. 8). Avec une fréquence maximale ( $f_{\max}$ ) de 30 Hz et  $V_{s\min}=145$  m/s au sein des trois modèles on obtient  $\Delta l_{\max} \leq 0.48$  m. Des mailles de 0.25 m ont été utilisées.

La comparaison des séries temporelles et des amplitudes des spectres de Fourier simulés par FLAC2D et PSVSH est présentée à la Figure 4. 3. Les deux méthodes de modélisations fournissent des résultats comparables.

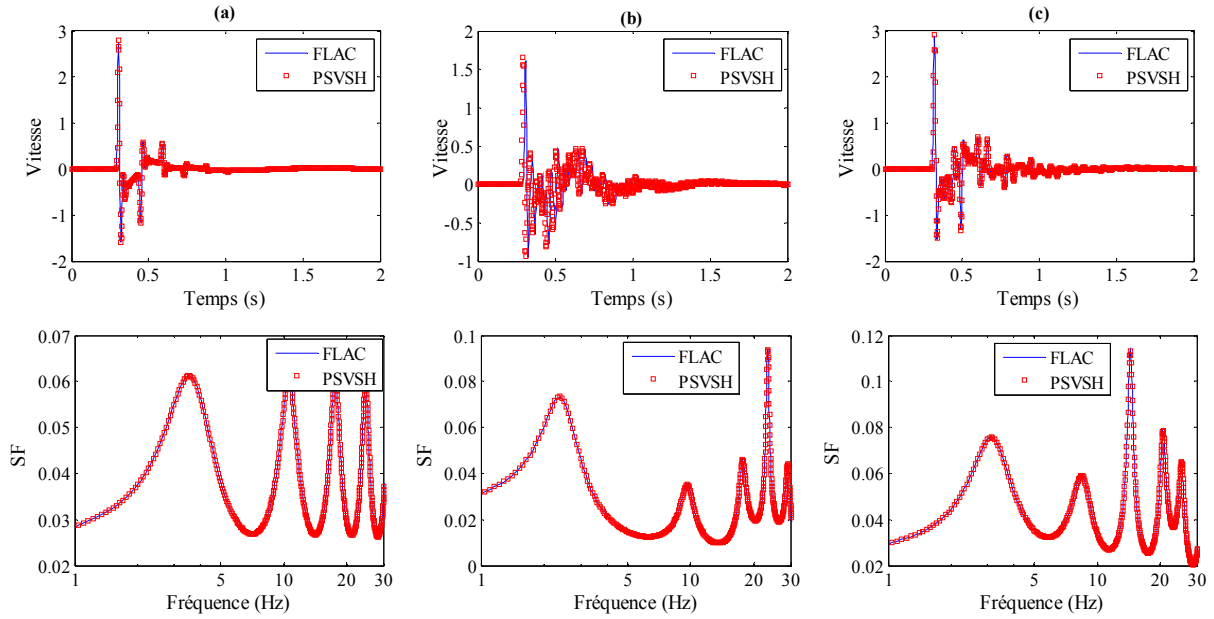


Figure 4. 4 : Comparaison des signaux (en haut) et des amplitudes des spectres de Fourier (SF) (en bas) en surface entre FLAC2D et PSVSH pour (a) le modèle 1, (b) le modèle 2, (c) le modèle 3.

### 4.3 Modélisation probabiliste de la réponse sismique 1D

#### 4.3.1 Profil de sol et paramètres de l'étude de sensibilité

Les trois paramètres statistiques qui définissent la variabilité des champs aléatoires sont la fonction d'autocorrélation, la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ) et le coefficient de variation ( $COV_{Vs}$ ). Une étude de sensibilité ayant pour but de mesurer l'effet de ces trois paramètres sur le mouvement sismique en surface a été réalisée en se basant sur un profil de sol correspondant aux caractéristiques géométriques et sismiques moyennes homogénéisées de la région de Nahr Beyrouth (voir chapitre 3).

Une structure de sol 1D de 15.5 m de sédiments sur un demi-espace d'épaisseur a donc été utilisée. Cette structure est formée d'une couche homogène où de moyenne  $\mu(V_s) = 219$  m/s. Cette couche repose sur un demi-espace déterministe avec  $V_s = 400$  m/s. Les vitesses en ondes P est 1500 m/s dans la couche sédimentaire et le demi-espace et les densités sont, respectivement, de 1600 kg/m<sup>3</sup> et 2000 kg/m<sup>3</sup>. Les matériaux sont considérés comme élastiques et donc aucun amortissement n'est considéré. Le signal incident injecté à la base des modèles est un pseudo-Dirac ayant un spectre de Fourier en amplitude plat entre 1 et 30 Hz (Figure 4. 2).

D'après la littérature et en se basant sur les résultats de quantification (Chapitre 3), la sensibilité de la réponse sismique aux lois et distances d'autocorrélation ainsi qu'au coefficient de variation, a été testée en :

1. Gardant constante la valeur du coefficient de variation ( $COV_{Vs}$ ) à 20% et en faisant varier la fonction d'autocorrélation (exponentielle carrée [EXP2] et exponentielle décroissante [EXPDEC]) et la distance de corrélation ( $\theta = 0.5; 1; 1.5; 2; 3; 4; 5; 10; 15; 20; 30$  m) ;

2. Utilisant une fonction d'autocorrélation exponentielle décroissante (EXPDEC) et une distance d'autocorrélation  $\theta$  égale à 2 m mais variant le coefficient de variation de la façon suivante :  $COV_{Vs} = 5\%$  ;  $20\%$  ;  $35\%$  ;  $57\%$

### 4.3.2 Propriétés du mouvement sismique en surface

La méthode de Monte Carlo est utilisée pour la génération des réalisations du champ aléatoire des profils de  $V_s$ . Elle consiste à effectuer un grand nombre de réalisations du modèle suivant une loi de distribution donnée.

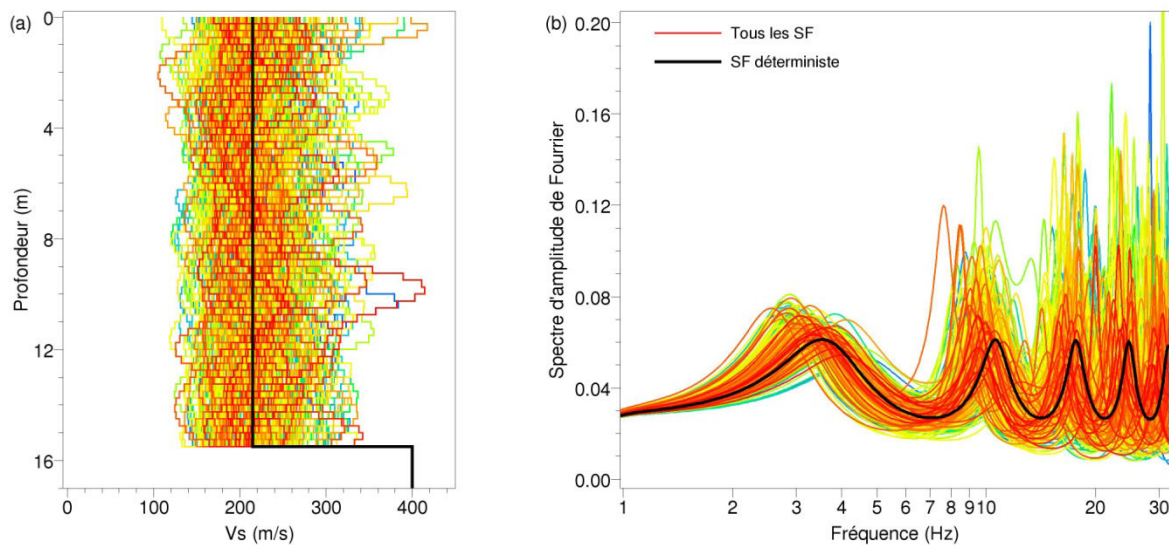


Figure 4. 5: (a) en couleur, les profils de vitesse  $V_s$  probabilistes générés pour une fonction d'autocorrélation exponentielle carrée (EXP2) et un coefficient de variation sur  $COV_{Vs}$  de 20%; en noir, le profil déterministe; (b) en couleur, les amplitudes des spectres de Fourier (SF) en surface issus de tous les profils  $V_s$  et, en noir, le spectre du profil déterministe.

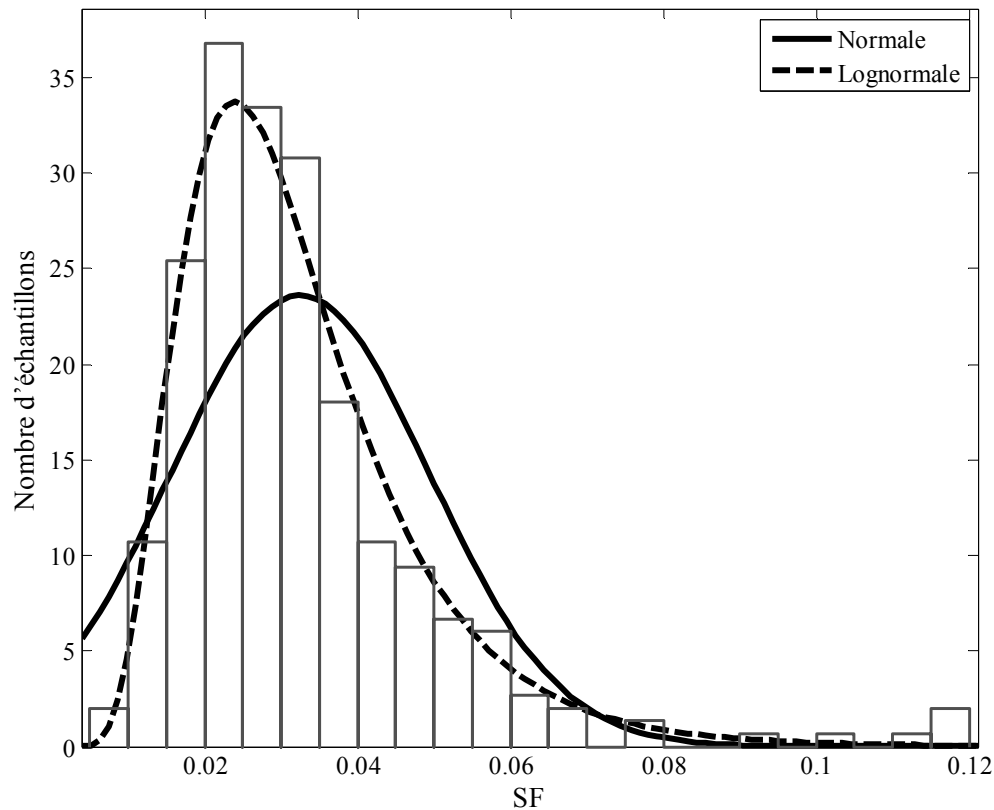


Figure 4. 6 : Histogramme des valeurs des spectres de Fourier en amplitude à la fréquence de 20 Hz et fonctions de densité de probabilité pour une loi normale (trait plein) et une loi lognormale (pointillé).

La Figure 4. 5 (a) présente les profils de vitesse  $V_s$  (courbes en couleur) générés pour une fonction d'autocorrélation exponentielle carrée (EXP2) avec un coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 2$  m. La vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) de ces profils varie entre 120 m/s et 420 m/s de sorte que la moyenne de chaque profil est de 219 m/s (i.e. la valeur  $V_s$  du profil déterministe). La Figure 4. 5 (b) présente les spectres de Fourier en amplitude (SF) en surface pour les profils aléatoires générés. En noir continu est montré le spectre calculé pour le profil de vitesse déterministe, qui présente la même amplitude maximale pour les différentes fréquences de résonance (pas d'amortissement considéré).

Afin de déterminer la loi de distribution de probabilité qui ajuste au mieux les spectres de Fourier des 300 simulations obtenues, la Figure 4. 6 montre l'histogramme des valeurs de SF à la fréquence de 20Hz et l'ajustement par deux lois de distribution (loi normale et loi lognormale). A la fréquence de 20 Hz et également aux autres fréquences, la fonction de densité de probabilité log-normale explique au mieux la distribution des valeurs spectrales. Les erreurs sur les paramètres statistiques obtenus pour cette loi sont les suivantes: erreur sur le moyen du lognormal  $\mu = 0.001569$  (0.15%) et erreur sur l'écart type du lognormal  $\sigma = 0.001113$  (0.11%). Dans la suite de ce chapitre, comme les spectres de Fourier en amplitude en surface suivent une loi de distribution lognormale, le calcul du mouvement sismique moyen en surface et de sa variabilité se fera en considérant le calcul de la moyenne (géométrique) et de l'écart-type sur les se fera logarithmes népériens des valeurs spectrales.

### 4.3.3 Tests de convergence

Le nombre de réalisations influe sur la précision des résultats issus des simulations probabilistes. Etant donné que l'augmentation du nombre de simulations augmente aussi les efforts de calcul (le temps de calcul des simulations de différences finies sous FLAC), un compromis doit être trouvé entre la précision souhaitée et le temps de calcul. Le nombre de simulations ( $n$ ) à utiliser doit ainsi être suffisant pour assurer la convergence de l'estimation moyenne du spectre de Fourier en amplitude en surface.

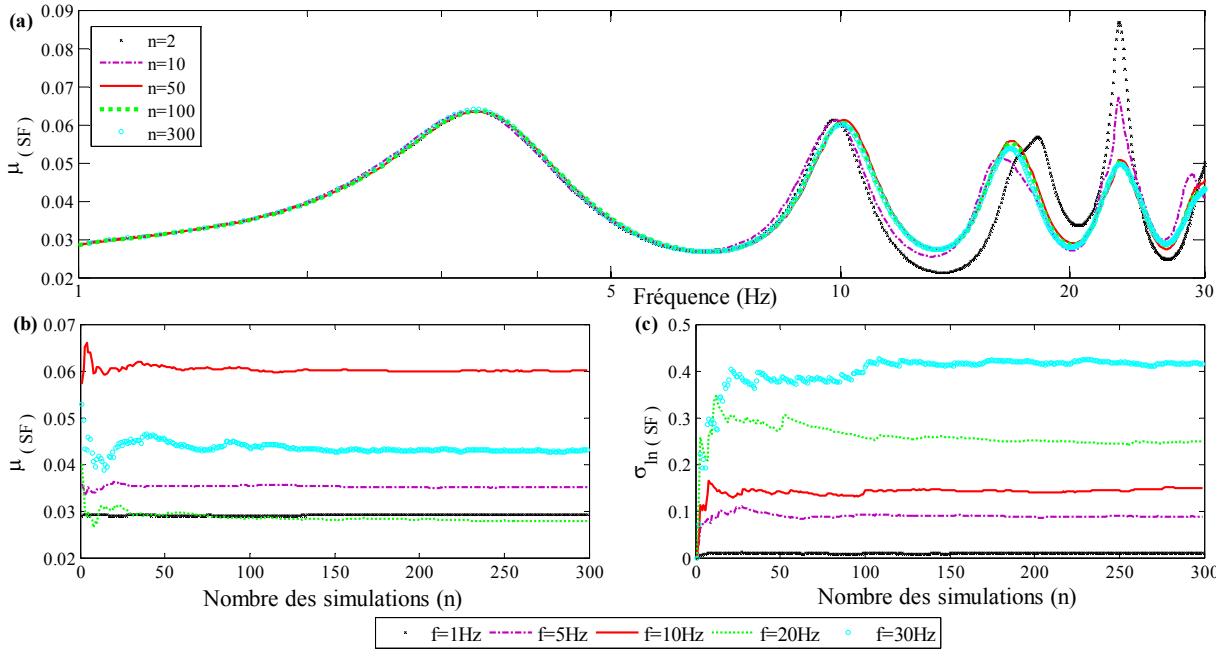


Figure 4. 7 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXP2, un coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.

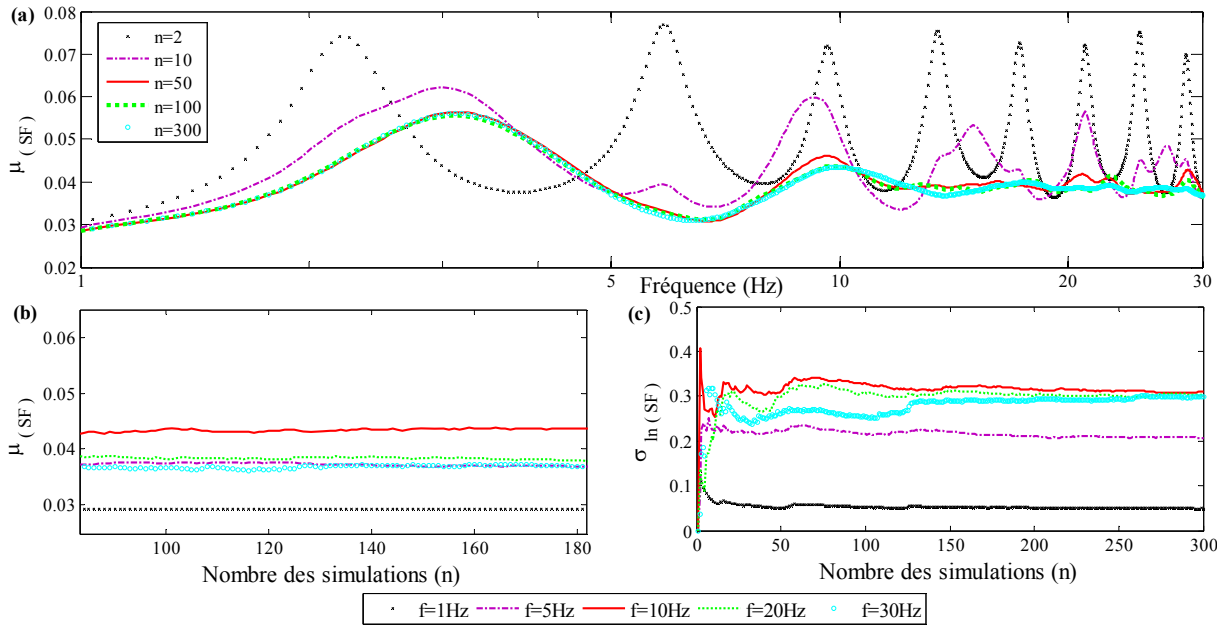


Figure 4. 8 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXP2, un coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 30$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.

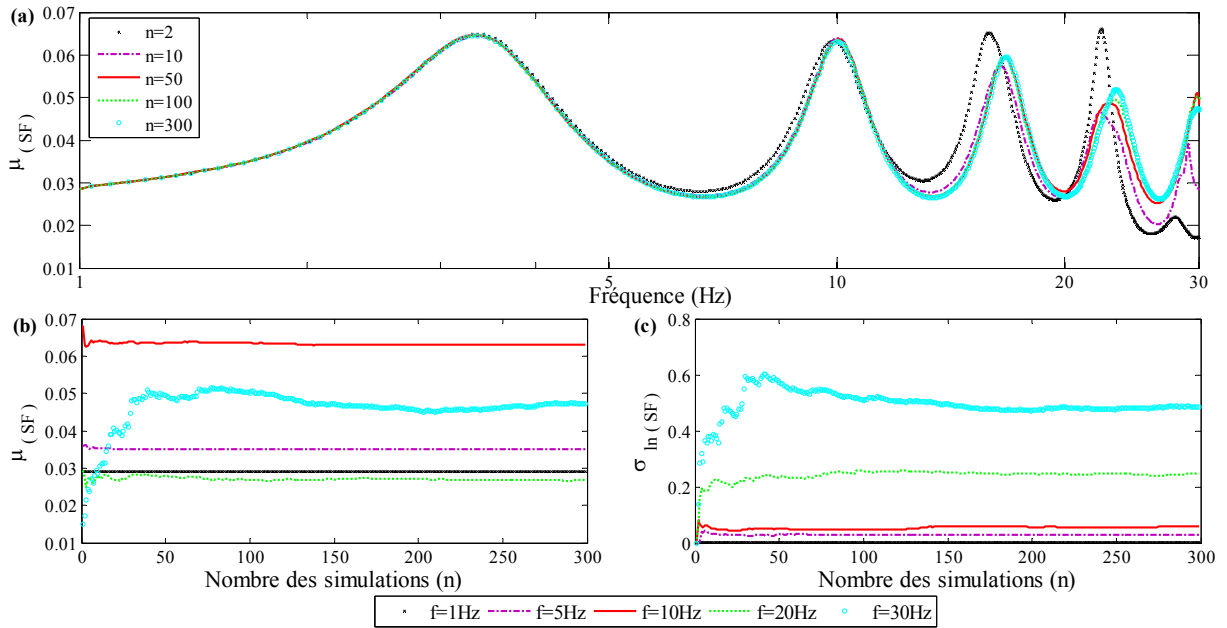


Figure 4. 9 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.



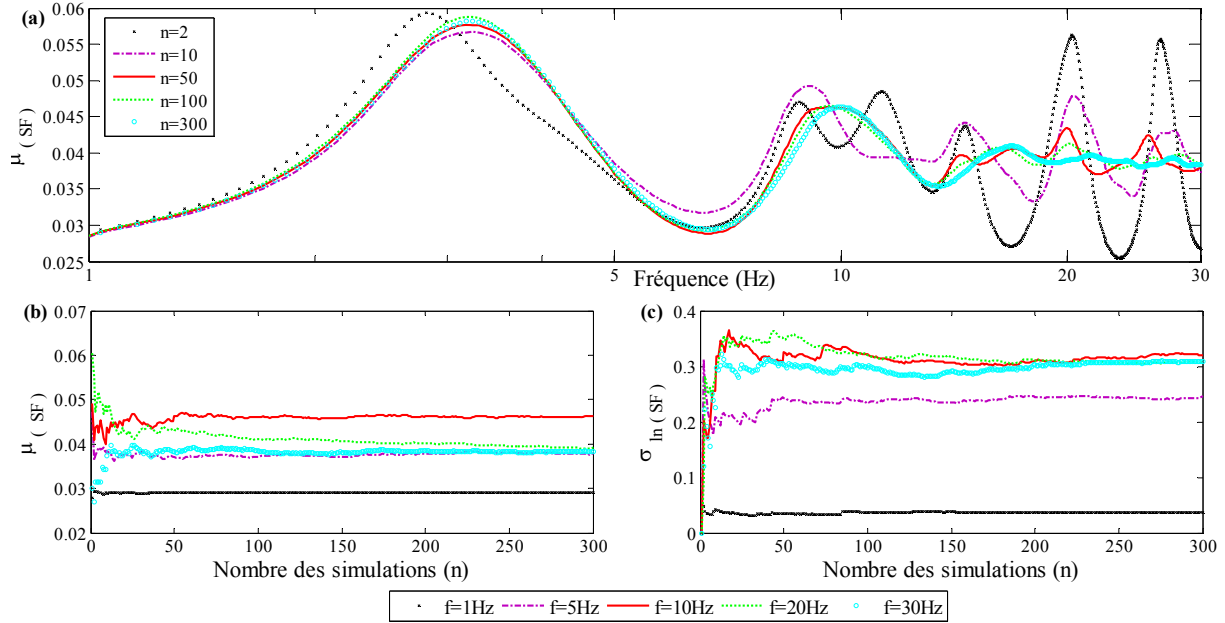


Figure 4. 10 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{f_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 30$  m. (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.

Afin de choisir  $n$ , un test de convergence a été effectué pour les deux lois exponentielle carrée (EXP2) (Figure 4. 7 et Figure 4. 8) et exponentielle décroissante (EXPDEC) (Figure 4. 9 et Figure 4. 10) pour des valeurs de distance d'autocorrélation extrêmes :  $\theta = 0.5$  m et 30 m. Les Figure 4. 7(a), Figure 4. 8(a), Figure 4. 9(a) et Figure 4. 10(a) présentent les estimateurs de la moyenne du spectre de Fourier en amplitude (SF) en fonction du nombre de simulations. On remarque que pour 2, 10 et 50 simulations, le SF est différent de celui obtenu pour 300 simulations. Par contre, la moyenne de SF,  $\mu(SF)$ , pour 100 simulations est quasiment confondue avec la moyenne de SF obtenue avec 300 simulations, quelque soit la fonction d'autocorrélation considérée.

D'autre part, d'après la Figure 4. 7(b), (c), la Figure 4. 8(b), (c), la Figure 4. 9(b), (c) et la Figure 4. 10(b), (c), on peut noter qu'à partir de 100 simulations les variations de la moyenne,  $\mu(SF)$ , et de l'écart type,  $\sigma_{\ln(SF)}$ , à différentes fréquences ( $f = 1, 5, 10, 20$  et 30 Hz) sont pratiquement négligeables et qu'une augmentation du nombre de simulations n'affecte plus la précision des résultats. Par ailleurs, on remarque que  $\sigma_{\ln(SF)}$  converge plus rapidement pour les basses fréquences (moins de 50 simulations pour les fréquences inférieures à 5 Hz) que les hautes fréquences (à peu près 100 simulations pour les fréquences supérieures à 5 Hz). Enfin, les deux lois d'autocorrélation convergent pour le même nombre de simulations.

Dans ce chapitre 1D, 300 réalisations de Monte Carlo sont considérées, ce qui assure la bonne convergence des résultats issus de l'analyse probabiliste.

#### 4.3.4 Amplification (AF Amplification function)

La fonction d'amplification (AF) est la réponse impulsionnelle du milieu. C'est le rapport entre le spectre de Fourier en amplitude enregistré à la surface des sédiments et le spectre de Fourier en amplitude du signal enregistré à la surface du milieu en remplaçant le matériau sédimentaire par le rocher.

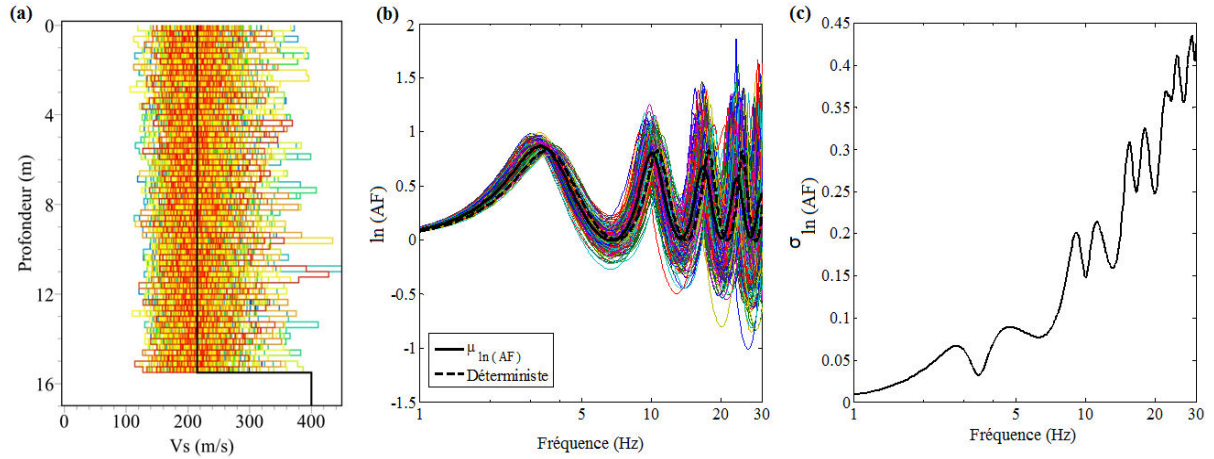


Figure 4. 11 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EX2, un coefficient de variation  $COV_{Vs}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m. (a) En couleur, les profils de vitesses  $V_s$  des 300 simulations et le profil en noir est le profil déterministe. (b) En couleur, le logarithme népérien de l'amplification (AF) calculées pour les 300 simulations pour différentes fréquences, en noir continue est la moyenne du logarithme népérien de l'amplification (AF) et en noir pointillé est logarithme népérien de l'amplification (AF) du profil déterministe. (c) Ecart-type du logarithme népérien de l'amplification (AF)  $\sigma_{\ln(AF)}$  en fonction de la fréquence.

La Figure 4. 11(a) montre les profils de vitesse obtenues pour 300 simulations en considérant la fonction d'autocorrélation EXP2, la distance d'autocorrélation  $\theta = 0.5$  m et  $COV_{Vs}=20\%$ . La Figure 4. 11 (b) montre les amplifications obtenues pour les 300 simulations, l'amplification moyenne calculée les valeurs logarithmiques de l'amplification ( $\mu_{\ln(AF)}$ ), et l'amplification du modèle déterministe. Et la Figure 4. 11 (c) présente l'écart-type du logarithme népérien de l'amplification (AF) en fonction de la fréquence.

Dans la suite du manuscrit, pour comparer les résultats, on va utiliser les profils de vitesse, les amplifications (AF), la moyenne ( $\mu_{\ln(AF)}$ ) et l'écart-type ( $\sigma_{\ln(AF)}$ ) du logarithme népérien de l'amplification (AF) ( $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$ ) en fonction de la fréquence comme paramètres du mouvement sismique.

#### 4.3.5 Effet de la fonction et de la distance d'autocorrélation sur l'amplification

L'objectif de cette section est d'étudier l'effet des différents paramètres statistiques (fonction et distances d'autocorrélation) sur l'amplification du mouvement sismique en surface.

La Figure 4. 12 présente la moyenne  $\mu_{\ln(AF)}$  et l'écart-type  $\sigma_{\ln(AF)}$  du logarithme népérien de l'amplification (AF) pour différentes distances d'autocorrélation ( $\theta$ ) et pour les deux lois d'autocorrélation EXP2 et EXPDEC.

On remarque que la moyenne du logarithme népérien d'AF  $\mu_{\ln(AF)}$  est très similaire pour les deux lois d'autocorrélation EXP2 et EXPDEC, particulièrement à basse fréquence (Figure 4. 12(a), (b), (c), (d)). Une plus grande différence entre les deux lois d'autocorrélation est observée sur les écarts-types notamment pour les distances d'autocorrélation extrêmes (Figure 4. 12 (e), (f), (g), (h)). Cependant, les différences entre les valeurs d'écarts-types sont suffisamment petites (0.05 au maximum) pour suggérer que le choix de la fonction de la fonction d'autocorrélation a un peu d'influence sur la réponse sismique.

Par ailleurs, l'écart-type du logarithme népérien d'AF augmente avec la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ), comme observé par ailleurs par [Rahman et Yeh, 1999](#), et avec la fréquence pour les deux lois EXP2 et EXPDEC (Figure 4. 12 (e), (f), (g), (h)) et devient quasiment constante à haute fréquence pour de grandes distances d'autocorrélation ( $\theta = 10$  m et 20 m, Figure 4. 12 (g), (h)).

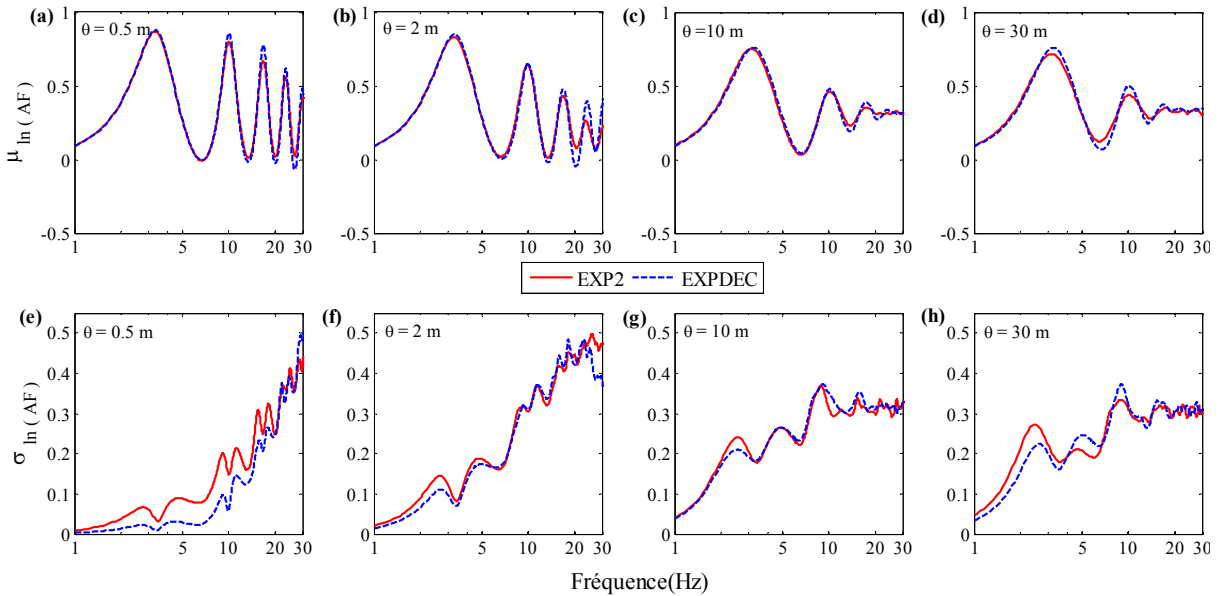


Figure 4. 12 : Comparaison entre  $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$  pour les lois d'autocorrélation EXPDEC et EXP2 pour  $\theta = 0.5$  m, 2 m, 10 m et 30 m, le coefficient de variation  $COV_{V_s} = 20\%$ .

La Figure 4. 13 présente les moyennes et écart-type du logarithme de l'amplification pour les deux lois EXP2 et EXPDEC et pour les différentes distance d'autocorrélation ( $\theta$ ) ainsi que le logarithme de la fonction d'amplification déterministe. On remarque que plus la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ) augmente plus la moyenne  $\mu_{\ln(AF)}$  diminue et ce, particulièrement à haute fréquence (Figure 4. 13 (a), (c)). Les Figure 4. 13 (b) et Figure 4. 13 (d) montrent que pour les fréquences inférieures à 10 Hz, la variabilité de l'amplification en surface  $\sigma_{\ln(AF)}$  augmente avec l'augmentation de la distance d'autocorrélation  $\theta$ . Par contre, pour les fréquences supérieures à 10 Hz, on remarque que pour la distance d'autocorrélation  $\theta$  de 0.5 m et 2 m,  $\sigma_{\ln(AF)}$  continue à augmenter tandis que pour les autres distances d'autocorrélation  $\theta$   $\sigma_{\ln(AF)}$  devient quasiment constante.

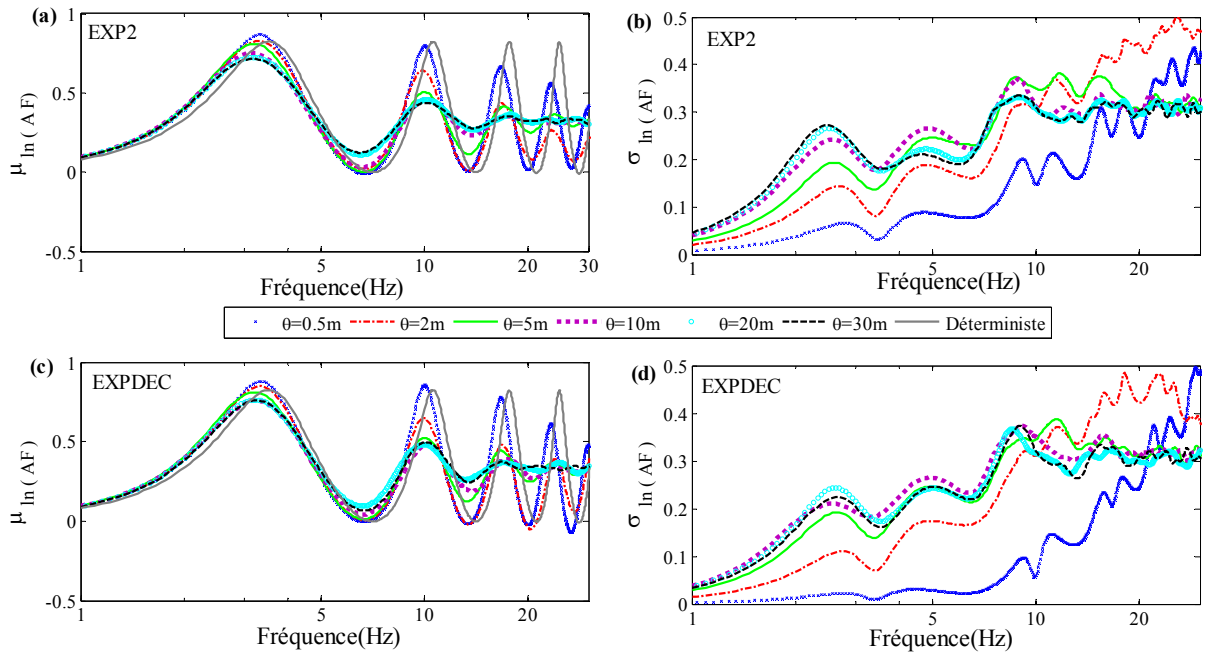


Figure 4. 13: Effet de la distance d'autocorrélation sur  $\mu_{\ln}(AF)$  et  $\sigma_{\ln}(AF)$  pour les deux lois d'autocorrélation EXPDEC et l'EXP2, le coefficient de variation  $COV_{V_s} = 20\%$ .

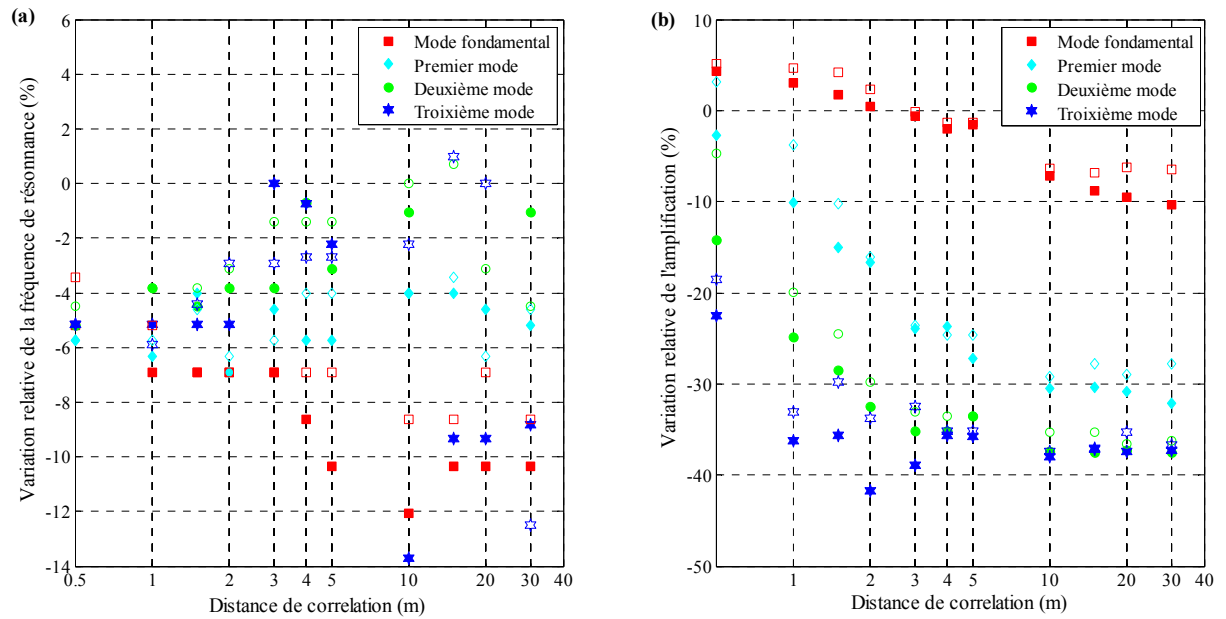


Figure 4. 14: (a) Variation relative des fréquences de résonance et (b) de l'amplification pour les différents modes de résonance (mode fondamental et mode supérieur) en fonction de la distance de corrélation (en échelle logarithmique) pour les deux lois EXP2 (marqueur plein) et EXPDEC (marqueur vide) et en considérant  $COV_{V_s} = 20\%$

La Figure 4. 14 permet de quantifier l'effet des lois et des distances d'autocorrélation sur les paramètres du sol (les fréquences de résonance des modes fondamental et supérieurs et l'amplification associée). L'amplification moyenne à la fréquence de résonance du mode fondamental est supérieure à l'amplification théorique (maximum 5%) pour des distances d'autocorrélation inférieure à 2 m, tandis qu'elle est inférieure (jusqu'à 10%) pour les plus

grandes distances d'autocorrélation (Figure 4. 14 (b)). Aux fréquences de résonance des modes supérieures, l'amplification moyenne est très inférieure (jusqu'à -35%) à l'amplification du modèle déterministe. En termes de fréquence de résonance (Figure 4. 14 (a)), la fréquence du mode fondamental est inférieure à la fréquence de résonance du modèle déterministe sur toute la gamme de fréquence (de -3% à -10%), la diminution de fréquence étant d'autant plus importante que la distance de corrélation est importante. La fréquence de résonance du premier harmonique est inférieure à la fréquence du modèle déterministe d'environ 4-6% sur toute la gamme de distance d'autocorrélation. Aux 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> modes de résonance, on observe des surestimations ou sous-estimation des fréquences de résonance du modèle déterministe, expliqué en partie par la difficulté à pointer avec précision la fréquence de résonance (Figure 4. 13).

Les variations relatives de la fréquence de résonance du mode fondamental et du premier mode ainsi que de l'amplification obtenues pour les lois d'autocorrélation EXP2 (marqueur plein) et EXPDEC (marqueur vide) sont très proches.

L'ensemble de ces résultats permet de conclure que l'amplification moyenne en surface et sa variabilité sont d'une part beaucoup plus sensibles à la distance d'autocorrélation qu'à la fonction d'autocorrélation et d'autre part que la variabilité de  $V_s$  conduit à une diminution de l'amplification du mouvement sismique en surface pour des distances d'autocorrélation supérieures à 2 m et pouvant atteindre 10% ainsi qu'à une diminution de la fréquence de résonance fondamentale du site pouvant atteindre 10%.

#### 4.3.6 Effet de la sélection des profils de $V_s$

La Figure 4. 15 (a) et (b) montrent les 300 profils de  $V_s$  obtenus pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC,  $\theta = 0.5$  m et  $\theta = 30$  m et  $COV_{V_s}=20\%$  (en couleurs). La Figure 4. 15 (c) et (d) montrent en couleurs les amplifications obtenues pour les 300 simulations, l'amplification moyenne ( $\mu_{\ln(AF)}$ ) calculée les valeurs logarithmiques de l'amplification (noir continue) et l'amplification du modèle déterministe (noir pointillée).

Au contraire du cas  $\theta = 0.5$  m, les amplifications obtenues pour  $\theta = 30$  m sont extrêmement variables sur toute la gamme de fréquences. Donc, la variabilité sur le mouvement sismique augmente avec la distance de corrélation. Ceci a également été observé sur la variabilité de l'accélération maximale en surface par [Rahman et Yeh, 1999](#). Ce qui explique la forte diminution du mouvement sismique moyen, particulièrement à haute fréquence, et l'augmentation de la variabilité de l'amplification en surface avec la fréquence. Pour  $\theta = 30$  m, les fréquences de résonance fondamentales varient entre 2 et 5 Hz, ce qui signifie une grande variation du temps de parcours des ondes S pour se propager depuis la base de la couche sédimentaire jusqu'en surface. Cette variabilité vient du fait que, pour le modèle de sol considéré, les profils  $V_s$  générés pour  $\theta = 30$  m n'autorisent pas de fluctuation de vitesse d'amplitude suffisamment grande permettant de conserver le temps de parcours des ondes S.



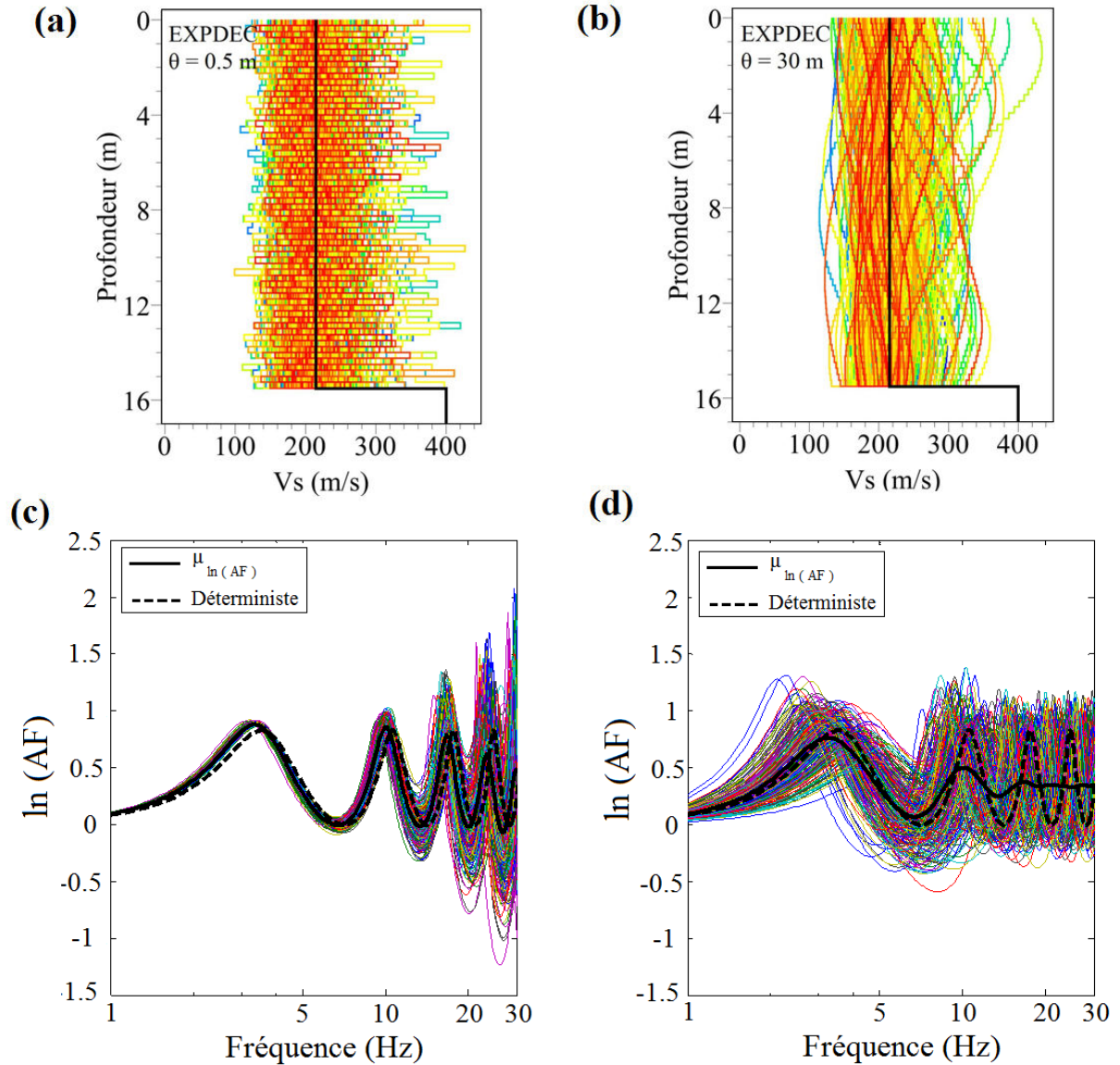


Figure 4. 15 : (a), (d) En couleur, profils de vitesses  $V_s$  des 300 simulations pour la fonction EXPDEC et  $COV_{(V_s)} = 20\%$ ,  $\theta = 0.5$  m et  $\theta = 30$  m respectivement avec le profil déterministe en noir. (c), (d) En couleur, le logarithme népérien de l'amplification (AF) calculées pour les 300 simulations pour différentes fréquences, en noir continue est la moyenne du logarithme népérien de l'amplification (AF) et en noir pointillé est logarithme népérien de l'amplification (AF) du profil déterministe

Aussi, nous avons appliqué un critère de sélection des profils de vitesse de façon à aboutir des profils ayant une certaine homogénéité en termes de temps de propagation des ondes sismiques. Le critère de sélection utilisé est basé sur les courbes de dispersion : seuls sont sélectionnés les profils de vitesse générés par la méthode EOLE qui présentent des vitesses de phase en ondes de Rayleigh à  $\pm 3 \sigma$  des vitesses de phase calculées pour le profil déterministe, sachant que 5% d'erreur est introduite sur les vitesses de phase. Nous nommerons ces profils sélectionnées dans la suite de ce manuscrit, les « profils sélectionnés à  $\pm 3 \sigma$  ».

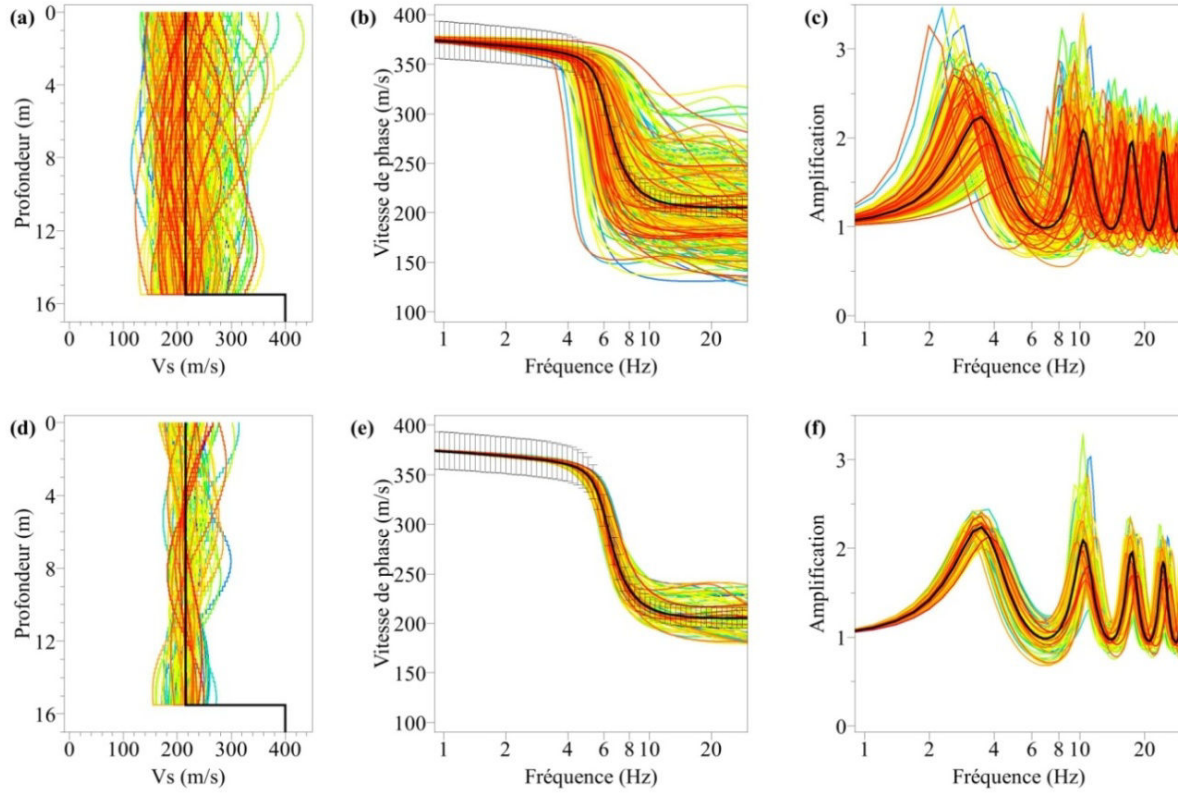


Figure 4. 16 : (a) profils  $V_s$  générés (couleur) pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC et  $\theta = 30$  m et (d) profils  $V_s$  sélectionnés ; la courbe noire correspond au modèle déterministe ; (b) et (e) courbes de dispersion de tous les profils et ceux sélectionnés, la courbe noire représente la courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh du modèle déterministe ; (c) et (f) amplifications de tous les profils  $V_s$  et ceux sélectionnés ; la courbe noire représente l'amplification du modèle déterministe.

Concernant la vitesse moyenne, il est à noter que la vitesse arithmétique moyenne de  $V_s$ , notée dans la suite « *vitesse moyenne déterministe* » et son coefficient de variation calculés pour les deux couches d'alluvions sont :  $\mu(V_s) = 219$  m/s et  $COV_{V_s} = 20$  %. Cependant, vu que la vitesse des ondes de cisaillement suit une loi lognormale, la vitesse moyenne issue de cette loi notée par la suite « *vitesse moyenne lognormale* » est calculée par les équations suivantes se basant sur l'hypothèse d'une loi Lognormale:

$$m = \ln \left( \frac{\mu^2}{\sqrt{\sigma^2 + \mu^2}} \right) \quad \text{Eq: 4. 12}$$

$$s = \sqrt{\ln \left[ \left( \frac{\sigma}{\mu} \right)^2 + 1 \right]} \quad \text{Eq: 4. 13}$$

Avec  $m$  : la moyenne de la loi lognormale

$s$  : l'écart-type de la loi lognormale

La Figure 4. 16 (a) et Figure 4. 16 (b) présentent les profils de vitesse générés pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC,  $\theta = 30$  m et  $COV_{V_s} = 20$  % et les courbes de dispersion correspondantes. On remarque qu'un certain nombre de profils de vitesse correspondent à des vitesses de phase très éloignées de la vitesse de phase du modèle déterministe, conduisant à



une variabilité importante de l'amplification (Figure 4. 16 (c)). Les Figure 4. 16 (d), (e) et (f) montrent les profils de vitesse sélectionnés en appliquant le critère précédemment mentionné, les courbes de dispersion et amplifications correspondantes. La variabilité sur l'amplification du mouvement sismique est fortement diminuée (pour les autres cas étudiés voir dans l'ANNEXE I).

L'application de ce critère de sélection des profils Vs aux cas étudiés dans les sections précédentes conduit à une diminution du nombre de profils de Vs finalement considérés, notamment pour les grandes distances d'autocorrélation, comme indiqué dans le Tableau 4. 3.

Suite au faible nombre de profils sélectionnés, nous avons de nouveau testé la convergence de la moyenne et de l'écart-type de l'amplification sismique en surface pour les cas  $\theta = 20$  m et EXP2 (Figure 4. 17) et  $\theta = 30$  m et EXPDEC (Figure 4. 18), qui correspondent au plus petit nombre de profils sélectionnés.

Tableau 4. 3 : Nombre de profils Vs sélectionnés pour différentes valeurs de distance d'autocorrélation  $\theta$  et de fonction d'autocorrélation.

$\theta$	Nombre de profils sélectionnés	
	EXP2	EXPDEC
0.5	284	300
2	196	222
5	110	119
10	95	98
20	95	88
30	102	83

Les Figure 4. 17 et Figure 4. 18 présentent les estimateurs de la moyenne et de l'écart-type du spectre de Fourier en amplitude en fonction du nombre de simulations. On remarque une convergence de la moyenne et une stabilité de l'écart-type à partir de 40 simulations. Cette convergence rapide, comparé à la convergence des profils Vs étudiée à la section 4.3.2 (Figure 4. 7 à Figure 4. 10), s'explique par le fait que les profils Vs sélectionnés sont proches du profil déterministe. Par conclusion, on a remarqué que les profils sélectionnés donnent une convergence très rapide (moins de 40 simulations) par rapport aux profils sans sélection qui peut atteindre 150 simulations et c'est logique car la moyenne de ces profils sélectionnés est très proche de celle du déterministe. Donc on peut dire que comme les cas extrêmes de deux lois se convergent avec 40 simulations donc les autres cas notés dans le Tableau 4. 3 se convergent aussi avec le nombre de profils sélectionnés qui est inférieur à 40 simulations.

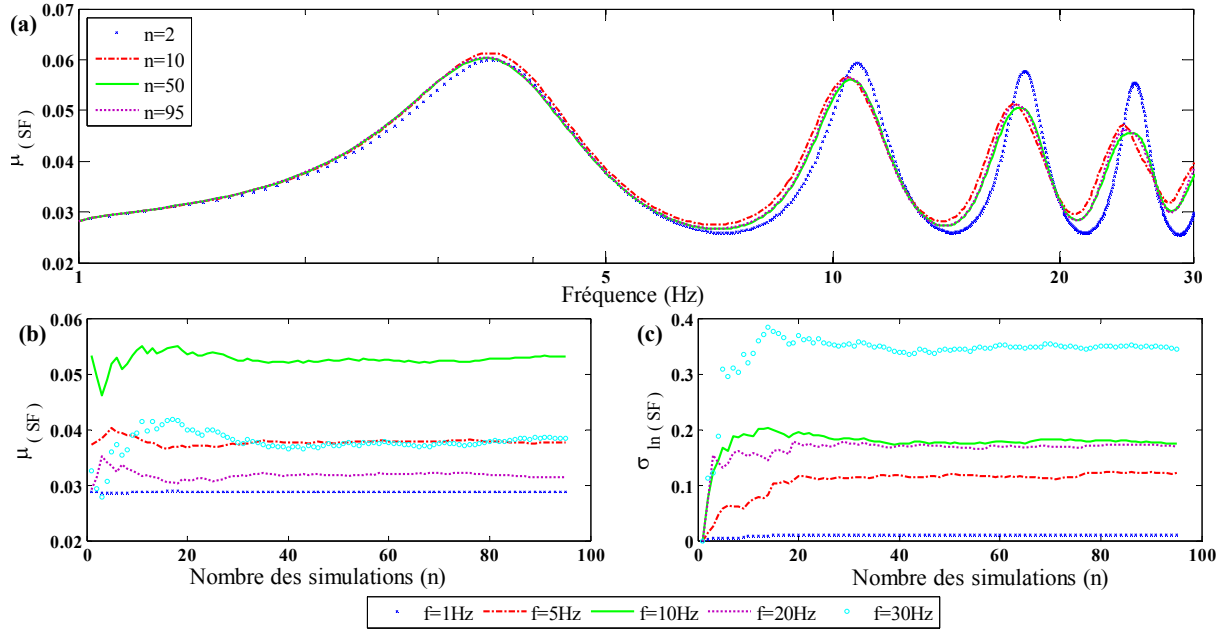


Figure 4. 17 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXP2, de coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 20$  m pour les profils sélectionnés à  $\pm 3 \sigma$ . (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.

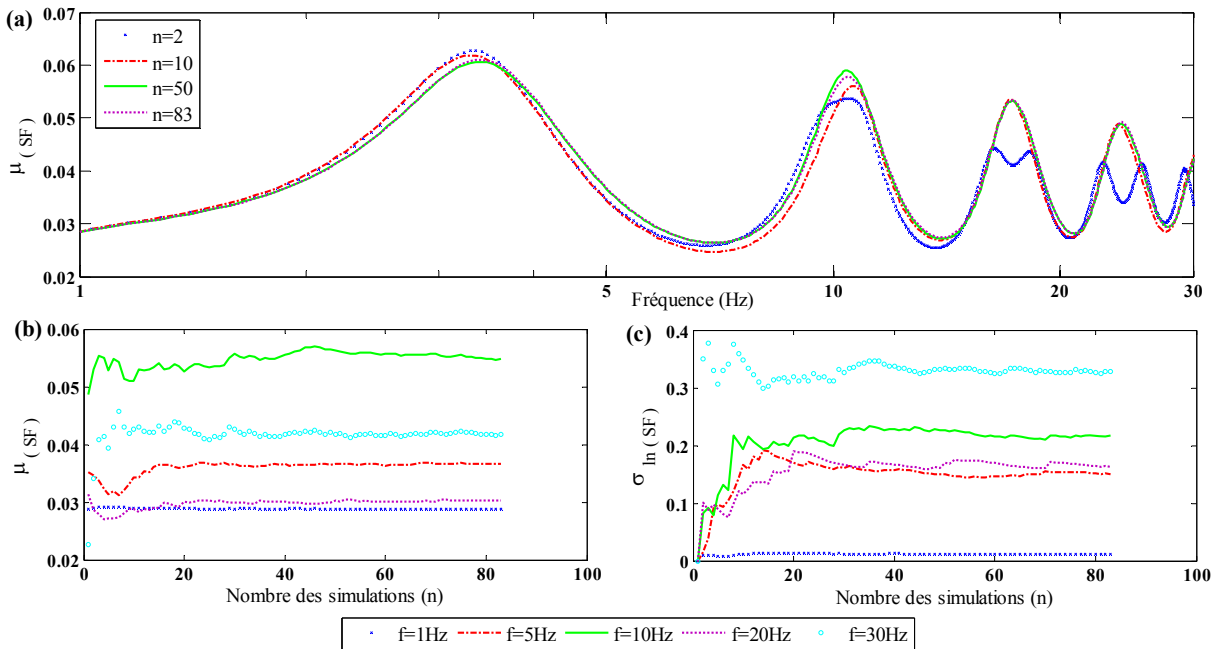


Figure 4. 18 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{V_s}=20\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 30$  m pour les profils sélectionnés  $\pm 3 \sigma$ . (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu$  (SF) en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.

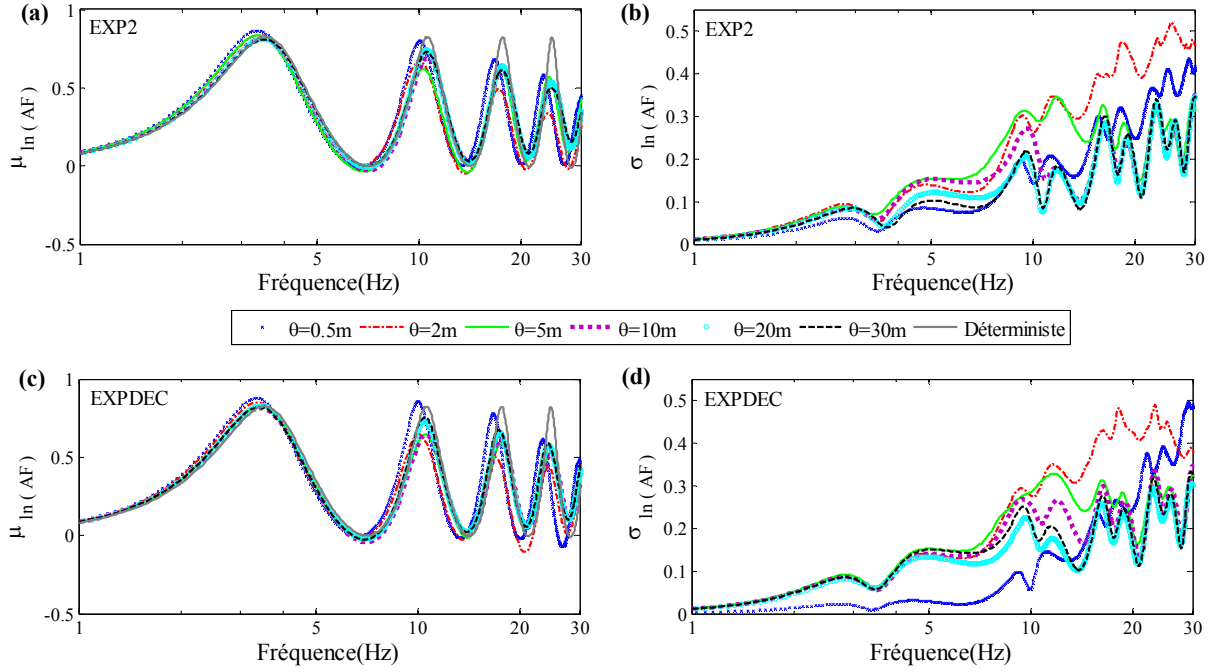


Figure 4. 19 : Effet de la distance d'autocorrélation sur  $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$  pour les deux lois d'autocorrélation EXP2 (a), (b) et EXPDEC (c), (d), de coefficient de variation  $COV_{Vs}=20\%$  et en considérant les profils  $Vs$  sélectionnés à  $\pm 3\sigma$

La Figure 4. 19 présente la moyenne et l'écart-type du logarithme de l'amplification (AF) pour les deux lois d'autocorrélation EXP2 et EXPDEC et différentes distance d'autocorrélation ( $\theta$ ) ainsi que le logarithme de l'amplification déterministe pour les profils « sélectionnés à  $\pm 3\sigma$  ». On remarque qu'à la fréquence de résonance fondamentale, les amplifications moyennes sont supérieures ou égales à l'amplification du modèle déterministe, tandis qu'aux fréquences de résonance supérieures, plus la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ) augmente plus la moyenne de l'amplification diminue (Figure 4. 19 (a), (c)).

Les écarts-types augmentent avec la fréquence (Figure 4. 19 (b) et Figure 4. 19 (d)). Sauf pour  $\theta=0.5m$ , l'écart-type est généralement d'autant plus faible que la distance de corrélation est grande. En effet, plus l'hétérogénéité des profils  $Vs$  est grande ( $\theta$  petit) plus la variabilité augmente notamment à haute fréquence, tandis que plus l'hétérogénéité est faible ( $\theta$  grand), plus la variabilité diminue, les profils  $Vs$  générés étant proches du modèle déterministe. La Figure 4. 20 permet de quantifier l'effet des lois d'autocorrélation sur les paramètres du sol (les fréquences de résonance et les amplifications associées). La Figure 4. 20 (a) montre que les fréquences de résonance (modes fondamental et harmoniques) sont inférieures à la fréquence de résonance du modèle déterministe pour les différentes distances d'autocorrélation, la diminution des fréquences étant d'autant plus importante que la distance de corrélation est petite (pour la fréquence de résonance fondamentale, de -5 % pour des distances inférieures ou égales à 5 m à -2 % pour les plus grandes distances). L'amplification de la fréquence de résonance fondamentale est amplifiée de 5% pour les distances d'autocorrélation inférieures à 2 m et proche de l'amplification du modèle déterministe pour des plus grandes distances de corrélation. Aux fréquences de résonance harmoniques,

l'amplification est systématiquement réduite d'environ -5% à -20%. On remarque également que les variations relatives d'amplification et de fréquence de résonance pour les lois d'autocorrélation EXP2 (marqueur plein) et EXPDEC (marqueur vide) sont très proches, ce qui permet de conclure que le choix de la fonction d'autocorrélation dans la génération des profils a relativement peu d'importance comparé au choix de la distance d'autocorrélation.

La sélection des profils  $V_s$  a un impact important sur les caractéristiques de l'amplification moyenne en surface. Dans tous les cas, on observe une baisse de rigidité moyenne de la structure causée par l'introduction de zones à moindre vitesse dans les profils de vitesse générés et se traduisant par une diminution de la fréquence de résonance fondamentale de la structure. Cette baisse de rigidité est d'autant plus forte quand aucune sélection *a posteriori* sur les profils  $V_s$  générés n'est effectuée. Par ailleurs, une diminution de l'amplification sismique est systématiquement observée à haute fréquence, tandis qu'à la fréquence fondamentale de résonance, cette diminution est observée uniquement pour des distances d'autocorrélation supérieures à 2 m et 5 m selon que l'on considère l'ensemble des profils  $V_s$  générés ou ceux sélectionnés *a posteriori*.

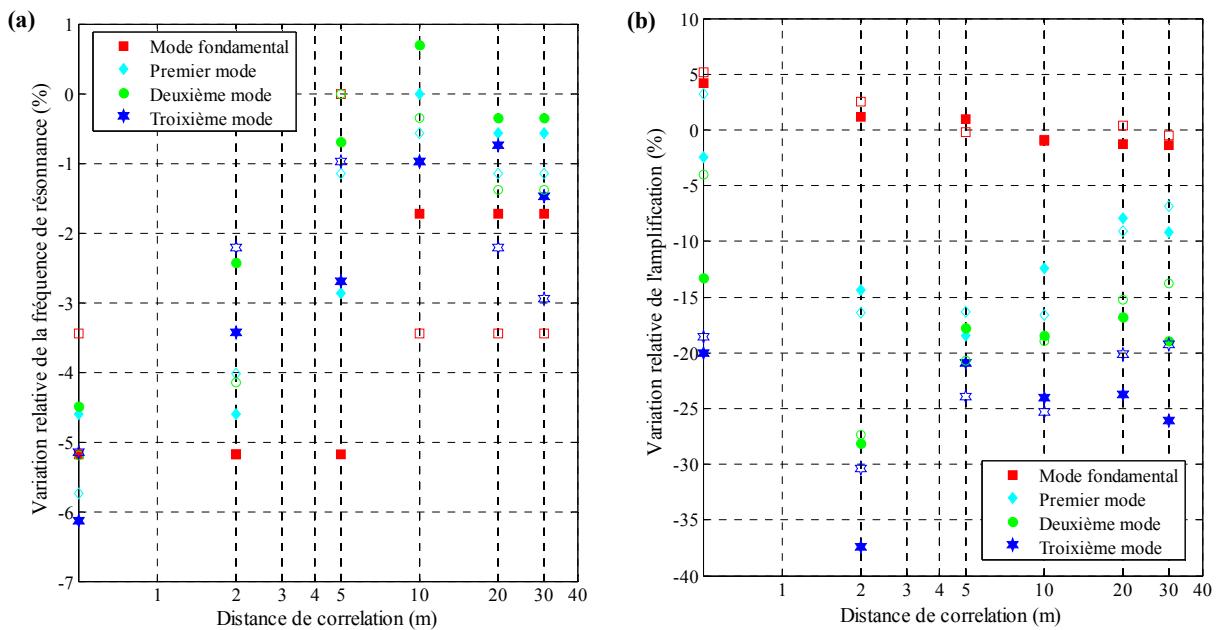


Figure 4. 20 : (a) Variation relative des fréquences de résonance et (b) de l'amplification pour les différents modes de résonance (mode fondamental et mode supérieur) en fonction de la distance de corrélation pour les deux lois EXP2 (marqueur plein) et EXPDEC (marqueur vide) et en considérant  $COV_{V_s}=20\%$  et les profils  $V_s$  sélectionnés à  $\pm 3\sigma$ .

La variabilité de l'amplification en surface est extrêmement sensible au choix des profils  $V_s$ . Ne pas sélectionner *a posteriori* les profils  $V_s$  conduit à une augmentation de la variabilité d'un facteur 1.5 à 2 aux fréquences inférieures à 10 Hz pour des distances d'autocorrélation supérieures à 2 m. Nous avons montré dans le Chapitre 3 que la distance d'autocorrélation verticale typiquement mesurée dans la nature (Tableau 3.2) est typiquement dans de l'ordre de 0.1 à 3 m. Pour de telles distances d'autocorrélation, la sélection ou non des profils  $V_s$  a relativement peu d'influence sur le mouvement sismique en surface : la fréquence

de résonance fondamentale est réduite d'environ 5-7% et l'amplification est augmentée d'environ 3-5% comparé à l'amplification issue du profil  $V_s$  déterministe.

#### 4.3.7 Effet du coefficient de variation sur $V_s$

Dans cette partie on étudie l'effet du coefficient de variation  $V_s$  ( $COV_{V_s}$ ) sur la réponse sismique. Pour cela on a considéré les coefficients de variations suivantes  $COV_{V_s} = 5\%$ ,  $20\%$ ,  $35\%$  et  $57\%$ , et généré 300 réalisations pour  $COV_{V_s} = 5\%$  et  $20\%$  et 1000 réalisations pour  $COV_{V_s} = 35\%$  et  $57\%$ . On a choisi ce grand nombre de réalisations car on veut sélectionner les profils  $V_s$  tels que leurs courbes de dispersion pour le mode fondamental des ondes de Rayleigh correspondent à la courbe de dispersion du modèle déterministe  $\pm 3 \sigma$  (sachant que 5% d'erreur a été introduite sur les vitesses de phase du modèle déterministe). Toutes ces réalisations ont été générées pour la fonction exponentielle décroissante (EXPDEC) avec  $\theta = 2$  m, qui est une valeur typiquement mesurée dans la nature.

Le Tableau 4. 4 présente les vitesses  $V_s$  moyennes issues des paramètres de la distribution lognormale théorique utilisée pour définir le modèle déterministe correspondant à chaque  $COV_{V_s}$ ,

Un test de convergence a été effectué pour le cas  $COV_{V_s} = 57\%$  et est montré sur la Figure 4. 23. La Figure 4. 23 (b) et (c) montrent que la convergence sur l'amplification moyenne et la variabilité est atteinte au bout de 50 simulations.

Tableau 4. 4 :  $V_s$  moyenne Lognormale pour différents  $COV_{V_s}$

$COV_{V_s}$ (%)	$V_s$ moyenne lognormale	Nombre de profils sélectionnés
5	219 m/s	300
20	215 m/s	222
35	207 m/s	330
57	190 m/s	91

Les Figure 4. 21 (a), (b) et (c) présente les profils de vitesse générés de la fonction EXPDEC pour  $\theta = 2$  m et  $COV_{V_s} = 57\%$ , et les courbes de dispersion et amplifications correspondantes avant sélection des profils  $V_s$ , tandis que la Figure 4.21 (d), (e) et (f) montre les profils  $V_s$ , courbes de dispersion et amplification après sélection *a posteriori* des profils  $V_s$ . On note que la variabilité de l'amplification sismique est fortement réduite après sélection. Ce même travail de sélection a été fait pour les autres  $COV_{V_s}$  (5%, 20% et 35%) (Figure 4. 22).

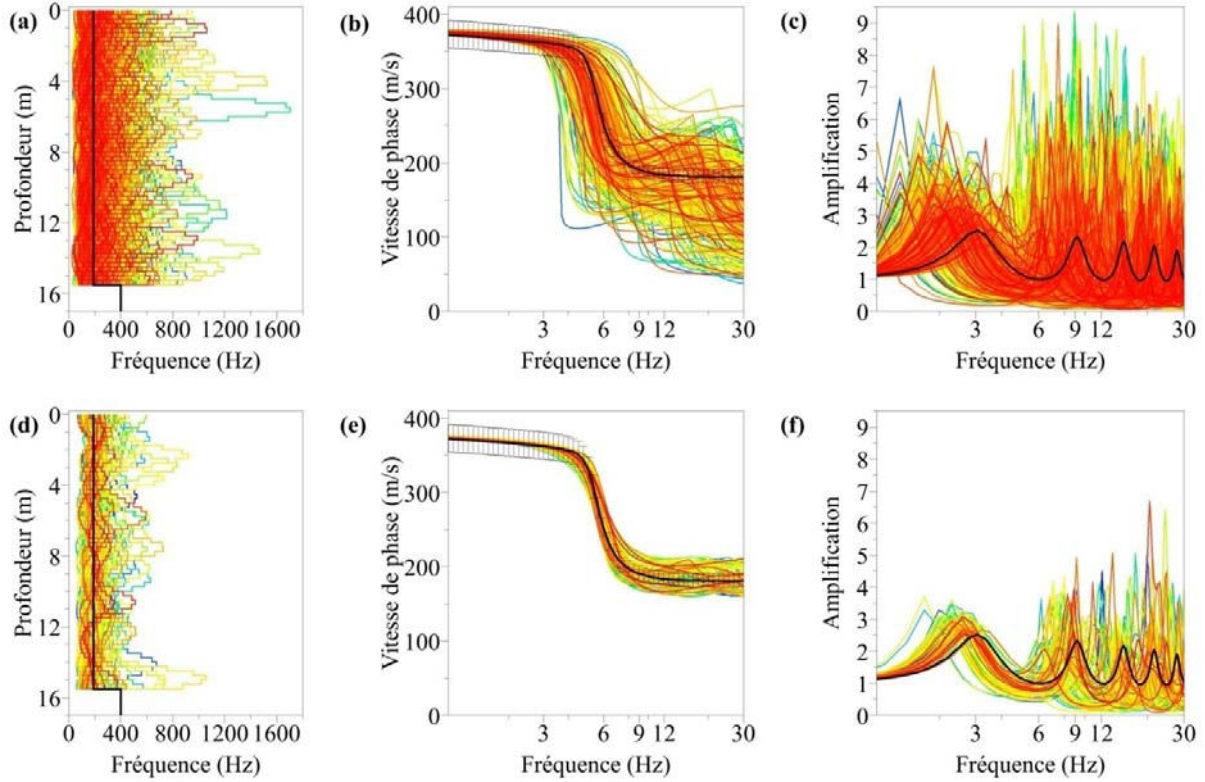


Figure 4. 21 : (a) profils  $V_s$  générés (couleur) pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC et  $\theta = 2$  m de coefficient de variation  $COV_{V_s} = 57\%$  et (d) profils  $V_s$  sélectionnés ; la courbe noire correspond au modèle déterministe ; (b) et (e) courbes de dispersion de tous les profils et ceux sélectionnés, la courbe noire représente la courbe de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh du modèle déterministe ; (c) et (f) amplifications de tous les profils  $V_s$  et ceux sélectionnés ; la courbe noire représente l'amplification du modèle déterministe.

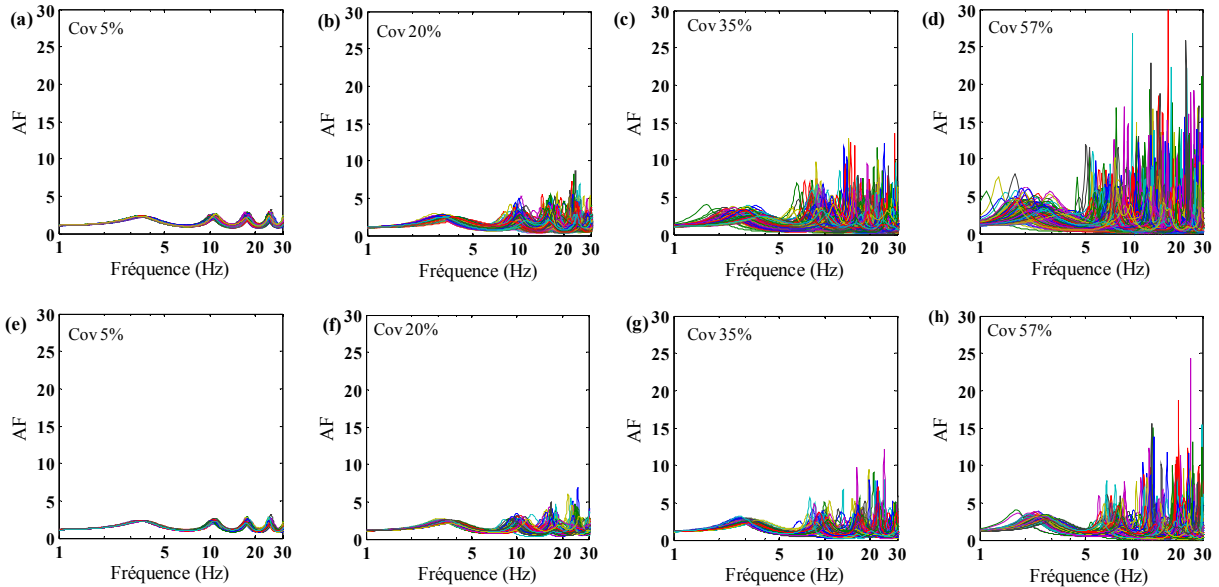


Figure 4. 22 : Les fonctions d'amplification pour différents  $COV_{V_s}$  pour les profils de vitesse non sélectionnés en haut et les profils de vitesse sélectionnés en bas.



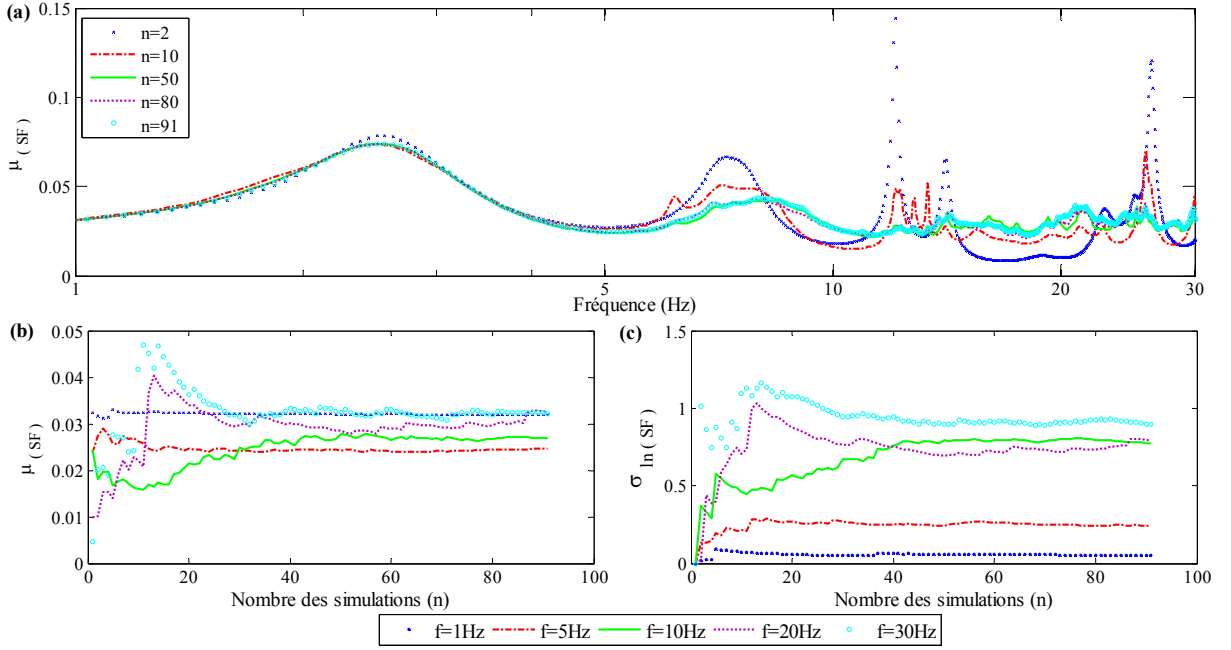


Figure 4. 23 : Simulations probabilistes pour la fonction d'autocorrélation EXPDEC, de coefficient de variation  $COV_{Vs} = 57\%$  et une distance d'autocorrélation  $\theta = 2$  m pour les profils sélectionnés à  $\pm 3\sigma$ . (a) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu(SF)$  pour différents nombres de simulations, (b) Moyenne du spectre de Fourier en amplitude  $\mu(SF)$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences, (c) Ecart-type du logarithme népérien du spectre de Fourier en amplitude  $\sigma_{\ln(SF)}$  en fonction du nombre de simulations pour différentes fréquences.

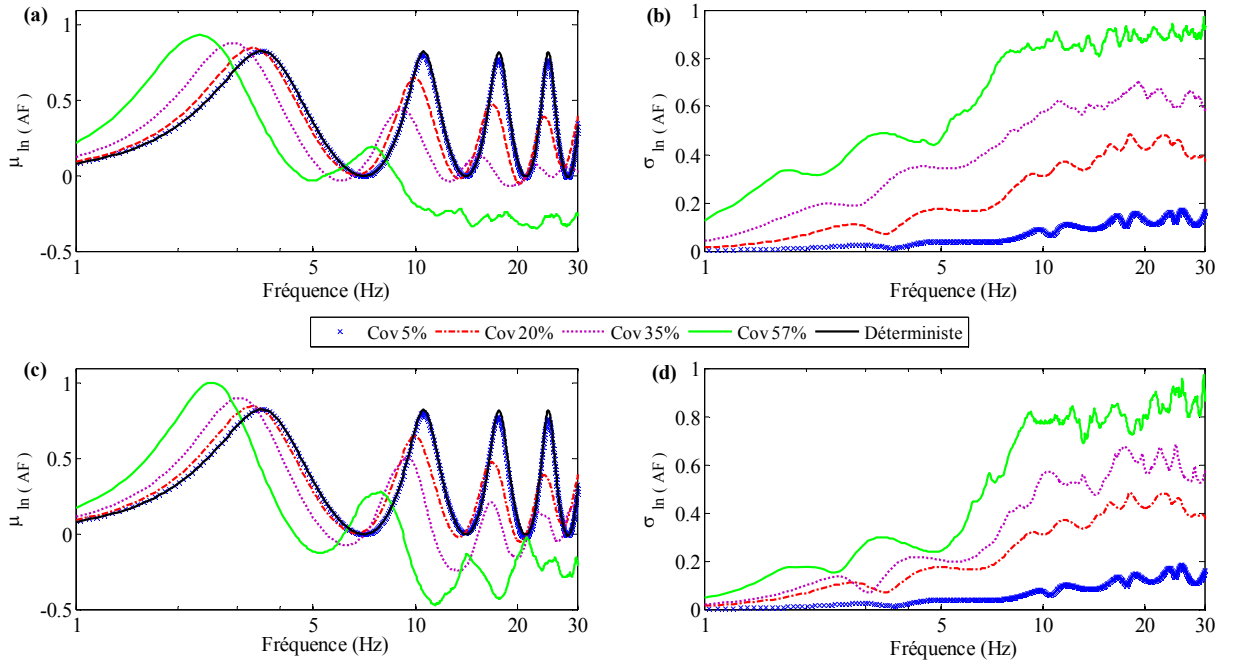


Figure 4. 24 : Effet du coefficient de variation ( $COV_{Vs}$ ) sur  $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$  pour la fonction EXPDEC d'une distance d'autocorrélation  $\theta = 2$  m, pour les 300 profils (a), (b) et les profils sélectionnés (c), (d).

La Figure 4. 24 présente l'effet du coefficient de variation  $Vs$  sur la moyenne et l'écart-type de l'amplification pour les profils de vitesse non sélectionnés (Figure 4. 24 (a), (b)) et sélectionnés (Figure 4. 24 (c), (d)), la fonction d'autocorrélation EXPDEC et  $\theta = 2$  m. On



remarque une diminution des fréquences de résonance avec l'augmentation de  $COV_{Vs}$ . L'amplification moyenne à la fréquence de résonance fondamentale augmente avec la valeur de  $COV_{Vs}$  tandis qu'elle diminue à plus haute fréquence (Figure 4. 24 (a), (c)). Par ailleurs, on observe une augmentation systématique de la variabilité du mouvement sismique avec la fréquence et la valeur de  $COV_{Vs}$  (Figure 4. 24 (b), (d)). La variabilité reste similaire pour les modélisations avec et sans sélection des profils  $V_s$  pour des  $COV_{Vs}$  inférieur ou égal à 20%. Au contraire, cette variabilité augmente considérablement dans le cas de modélisations sans sélection des profils  $V_s$  pour les fréquences inférieures à 10 Hz et des  $COV_{Vs}$  plus importants.

La Figure 4. 25 présente les variations relatives de fréquences de résonance (mode fondamental et harmoniques) et des amplifications en fonction du coefficient de variation ( $COV_{Vs}$ ) pour la fonction EXPDEC et  $\theta = 2$  m sans sélection et avec sélection des profils  $V_s$ .

A l'exception de  $COV_{Vs} = 5\%$  pour laquelle les fréquences de résonance et amplifications sont très proches de celles obtenues pour le modèle déterministe, les fréquences de résonance diminuent fortement avec l'augmentation de  $COV_{Vs}$  (jusque -27% sur la fréquence de résonance fondamentale pour  $COV_{Vs} = 57\%$ ). L'amplification au mode fondamental de résonance croît avec le coefficient de variation (jusque 20% pour  $COV_{Vs} = 57\%$ ) tandis que cette amplification décroît fortement à plus haute fréquence (jusque -50% environ pour  $COV_{Vs} = 57\%$ ).

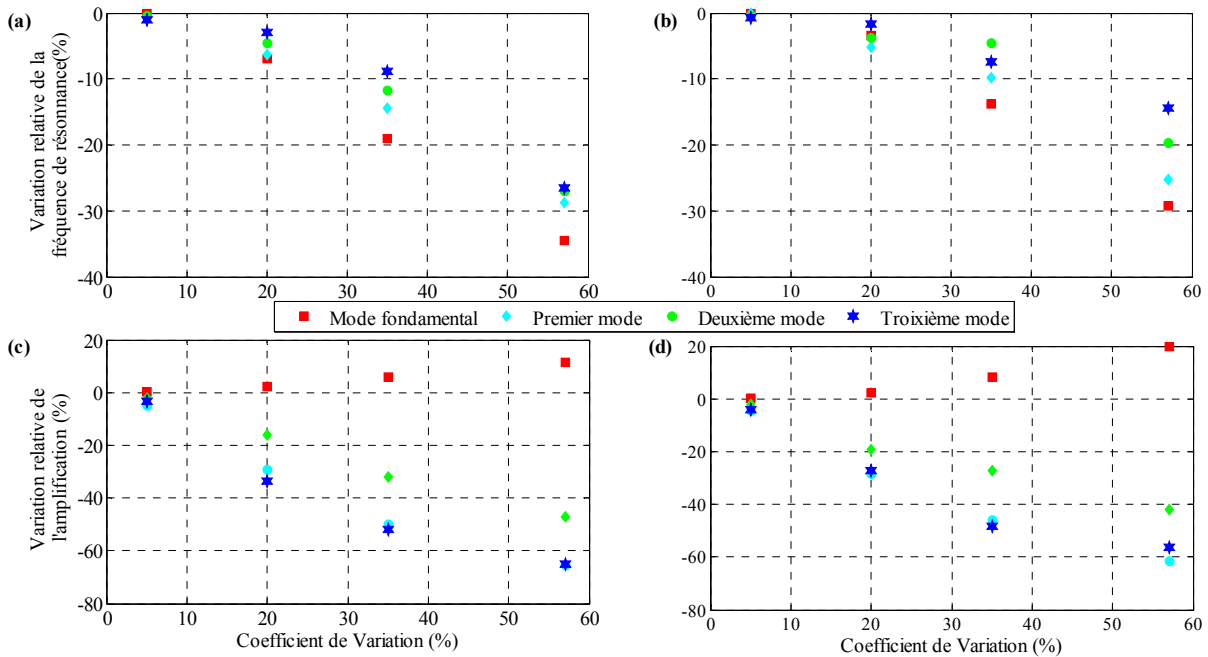


Figure 4. 25 : Variation relative de la fréquence et d'amplitude pour différents modes en fonction du coefficient de variation ( $COV_{Vs}$ ) pour la loi EXPDEC et  $\theta = 2$  m sans sélection ((a), (c)) et avec sélection des profils ((b), (d)).

Par ailleurs, il est intéressant de constater que l'amplitude des variations relatives sur les fréquences de résonance et amplifications au mode fondamental ainsi que sur la variabilité du mouvement sismique est beaucoup plus importante que l'amplitude des variations relatives produites par une variation de la distance d'autocorrélation (Figure 4.14 et Figure 4. 20).

### 4.3.8 Application à Nahr Beyrouth

La plupart des études (par exemple, [Srivastava et al., 2010](#); [Popescu et al., 2005](#)) considère un modèle homogène en champ aléatoire pour la modélisation des variabilités. On a vu dans le chapitre 3 que la structure type dans la vallée de Nahr Beyrouth peut être caractérisée par une couche de gravier de quelques mètres en surface reposant sur une couche d'argile puis sur une couche de sable ou directement le substratum rocheux.

Tableau 4. 5 :  $V_s$  moyen et coefficient de variation associé pour les différentes couches de sol dans la vallée de Nahr-Beyrouth

	Argile	Gravier	Argile et Gravier	Substratum rocheux
$V_s$ moyenne (m/s)	150	350	219	400
$COV_{V_s}$ (%)	13	44	57	-
$\theta$ (m)	1	0.5	2	

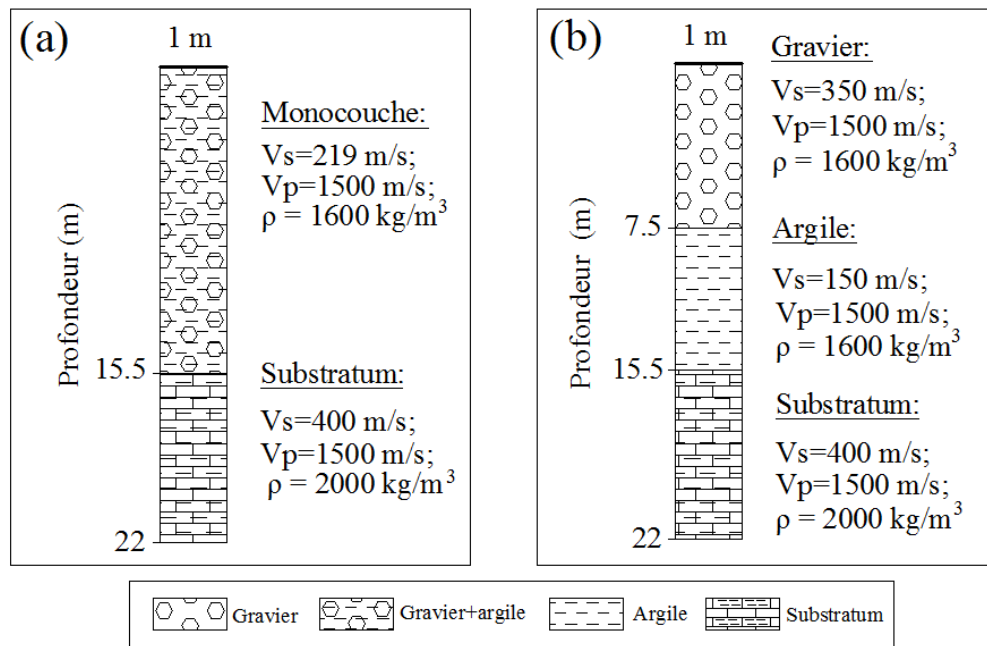


Figure 4. 26 : Propriétés du (a) Modèle 1D homogène sur un demi-espace et (b), du modèle 1D bicouche sur un demi-espace.

D'après les valeurs de vitesse  $V_s$  obtenues en down-hole aux forages *B20*, *B21*, *B22* et *B23* (voir chapitre 2), les valeurs de la moyenne et du coefficient de variation de  $V_s$  pour les couches de gravier et d'argile prises séparément et pour l'ensemble de ces toutes les couches ensemble (argile et gravier) sont indiqués dans le Tableau 4. 5.

Dans notre étude, nous avons ainsi considéré un modèle de sol formé d'une couche sur un substratum rocheux ayant des caractéristiques moyennes ( $\mu_{Vs}=219$  m/s,  $COV_{Vs} = 57\%$  et  $\theta = 2$  m, Figure 4. 26 (a)) et un modèle de sol formé d'une couche de gravier ( $\mu_{Vs}= 350$  m/s,  $COV_{Vs} = 40\%$ ,  $\theta = 0.5$  m) surmontant un couche d'argile ( $\mu_{Vs}=150$  m/s,  $COV_{Vs} = 13 \%$ ,  $\theta = 1$  m) (Figure 4. 26 (b)).

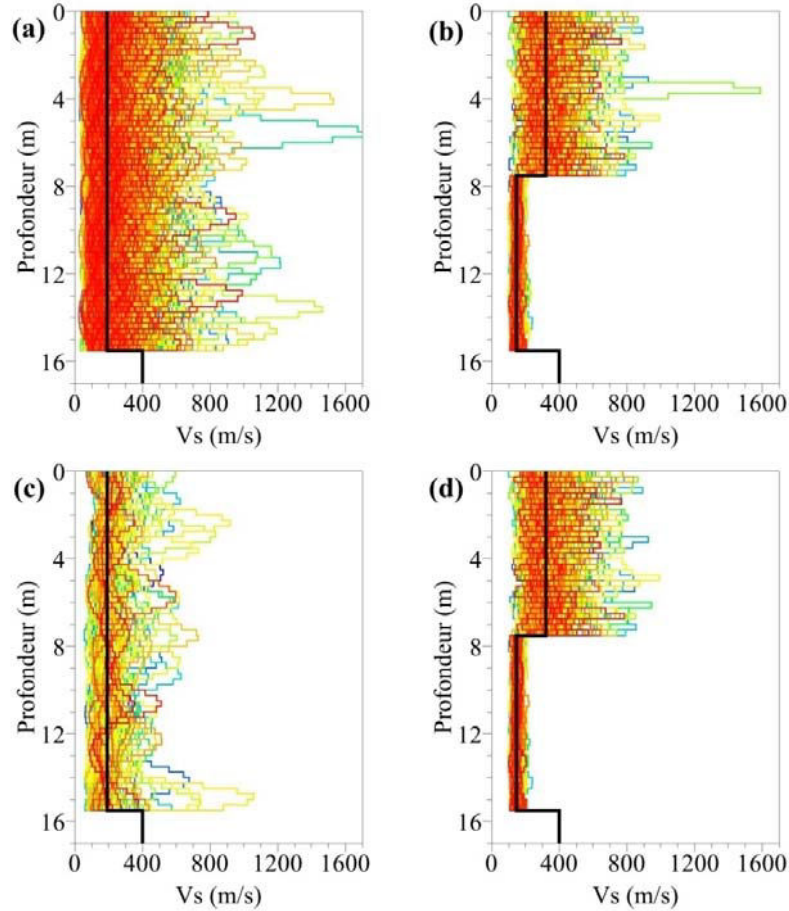


Figure 4. 27 : Les profils de vitesse générés et en considérant la fonction d'autocorrélation EXPDEC. Modèle 1D homogène sur un demi-espace (a) après 300 réalisations (sans sélection) et (c) après sélection. Modèle 1D bicouche sur un demi-espace, (b) après 300 réalisations (sans sélection) et (d) après sélection.

La Figure 4. 27 présente les profils de vitesse générés en considérant la fonction d'autocorrélation EXPDEC du modèle 1D homogène sur un demi-espace respectivement après 300 réalisations sans sélection et après sélection (Figure 4. 27 (a) et Figure 4. 27 (c) et du modèle 1D bicouche sur un demi-espace respectivement après 300 réalisations sans sélection et après sélection (Figure 4. 27 (b) et Figure 4. 27 (d))

La Figure 4. 28 présente l'amplification moyenne et sa variabilité pour deux modèles de sol 1D considérés sans sélection (Figure 4. 28 (a), (b)) et après sélection (Figure 4. 28 (c), (d)) des profils  $V_s$ . On remarque une diminution très nette de la fréquence de résonance entre le modèle monocouche déterministe et le modèle monocouche probabiliste, comme mentionné dans la section précédente. Les amplifications issues du modèle 1D monocouche probabiliste et du modèle 1D bicouche probabiliste et déterministe sont proches pour le mode

fondamental, tandis que les amplifications prédites à plus haute fréquence sont très différentes selon de modèle considéré. Par ailleurs, la variabilité du mouvement sismique est augmentée d'un facteur 2 environ lorsque l'on considère le modèle 1D monocouche comparé au modèle bicouche. Cette différence est exacerbée aux fréquences inférieures à 10 Hz pour les modélisations ne prenant pas en compte la sélection des profils  $V_s$ . Les différences importantes entre les amplifications et variabilités prédites montrent l'importance de la prise en compte de la nature des matériaux dans la modélisation probabiliste du mouvement sismique. Cette prise en compte permet notamment de réduire le coefficient de variation sur  $V_s$ , et par suite, de réduire la variabilité du mouvement sismique prédit. Ceci est notamment un enjeu majeur pour les études d'aléa sismique probabiliste qui cherchent à quantifier les probabilités de dépassement d'un paramètre du mouvement sismique.

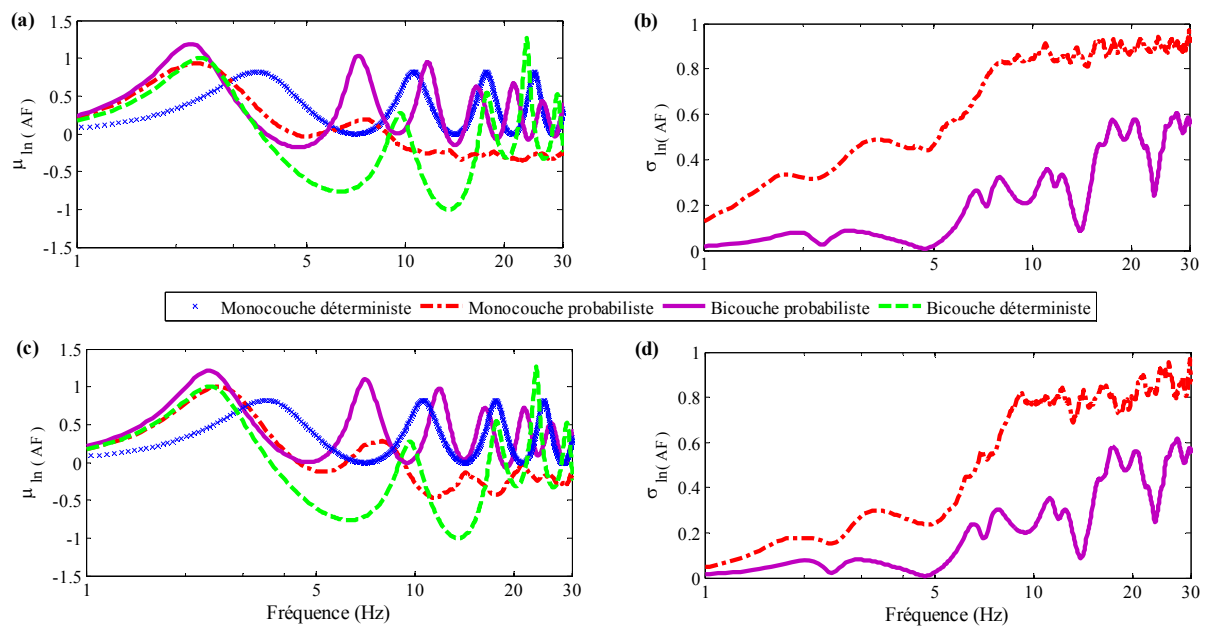


Figure 4. 28 :  $\mu_{\ln(AF)}$  et  $\sigma_{\ln(AF)}$  pour la fonction EXPDEC de deux modèles 1D monocouche et bicouche sur un demi-espace pour le cas déterministe et probabiliste (a), (b) des profils non-sélectionnés et (c), (d) des profils sélectionnés

## 4.4 Conclusions

Dans ce chapitre, une étude paramétrique à partir d'une structure en vitesse 1D simple (une couche sédimentaire sur un demi-espace) est effectuée dans le but de quantifier l'importance relative sur le mouvement sismique prédit en surface des trois paramètres statistiques décrivant les variabilités des propriétés élastiques du sol : la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ), le coefficient de variation ( $COV_{V_s}$ ) et fonction d'autocorrélation. Les distances d'autocorrélation varient entre 0.5 et 30 m, le coefficient de variation entre 5 et 57 % et deux lois d'autocorrélation sont testées : l'exponentielle carrée et l'exponentielle décroissante. La réponse sismique est étudiée en termes d'amplification spectrale.

Par ailleurs, nous avons introduit un critère de sélection *a posteriori* des profils  $V_s$  générés de manière probabiliste. Ce critère est tel que seuls les profils  $V_s$  dont les courbes de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh sont semblables, à une incertitude

donnée près, à la courbe de dispersion du profil  $V_s$  du modèle déterministe sont retenues. Cette sélection permet de ne retenir que les profils  $V_s$  pour lesquelles les temps de propagation des ondes depuis la base des modèles jusqu'à la surface restent dans une gamme restreinte. Cette sélection a l'avantage d'une part de ne retenir que les modèles de sol ayant un « sens physique » en terme de propagation d'ondes et de diminuer considérablement le nombre de simulations (ici, environ 50 simulations) à réaliser pour converger vers une amplification moyenne et un écart-type stable.

Les résultats qu'on peut tirer de ce chapitre sont les suivants.

La fonction d'autocorrélation a un faible impact sur les caractéristiques de la réponse sismique en surface.

La distance d'autocorrélation ( $\theta$ ) a un effet significatif sur l'amplification et sa variabilité en surface. Dans le cas de non sélection des profils  $V_s$  générés de manière probabiliste, la variabilité de l'amplification augmente quand la distance d'autocorrélation augmente et ce, sur à peu près toute la gamme de fréquence. Au contraire, après sélection des profils  $V_s$  cette variabilité augmente d'autant plus que la distance de corrélation diminue. Ces résultats illustrent d'une part l'importance du choix des profils  $V_s$  générés de manière probabiliste et, d'autre part, du choix de la distance de corrélation sur la prédiction du mouvement sismique. Par ailleurs, pour les profils  $V_s$  sélectionnés *a posteriori*, on note que la variabilité de l'amplification en surface diminue avec la fréquence ((jusque -25% pour  $\theta=30$  m à haute fréquence), que l'amplification moyenne (comparée à l'amplification de la structure 1D déterministe) diminue considérablement à haute fréquence et enfin une variation vers les basses fréquences de la fréquence de résonance fondamentale (jusque 5% pour  $\theta = 0.5$  m).

Le coefficient de variation ( $COV_{V_s}$ ) a une influence prépondérante sur l'amplification et sa variabilité : une augmentation de  $COV_{V_s}$  provoque une diminution considérable de la fréquence de résonance (jusque 30% de diminution pour  $COV_{V_s}=57\%$ ), une augmentation de la variabilité (jusque  $\sigma_{\ln(AF)}=0.9$  à haute fréquence pour  $COV_{V_s}= 57\%$ ) de l'amplification et une diminution de l'amplification à haute fréquence. A la fréquence de résonance, l'amplification augmente avec une augmentation de  $COV_{V_s}$  tandis qu'elle diminue avec une augmentation de la distance de corrélation.

Pour une valeur de distance de corrélation de 2 m typiquement mesurée dans la nature, nous avons observé – avec ou sans sélection des profils  $V_s$  -que cette distance de corrélation avait un impact limité sur la prédiction de l'amplification et de sa variabilité. Dans ce cas, le choix du coefficient de variation va jouer un rôle extrêmement important. Une meilleure contrainte sur les gammes de variation possibles de ce coefficient de variation passe par une augmentation de mesures site-spécifique pour différentes unités géologiques. Par ailleurs, une réduction de ce coefficient peut également être envisagée en prenant en compte la nature des différentes géologiques du sous-sol comme nous avons pu le faire dans le cas de la plaine de Nahr-Beyrouth.

Il faut à noter que tous ces résultats sont obtenus pour un modèle 1D sans prise en compte de l'amortissement, de la non linéarité et en ne prenant pas en compte la variabilité de la sollicitation sismique incidente. Pour étendre l'analyse, il sera donc nécessaire de réitérer ces calculs en prenant en compte ces différents éléments et également en introduisant des modèles 1D multicouches plus réalistes, avec une variation de  $V_s$  avec la profondeur.

La caractérisation des échelles de fluctuations horizontales dans la plaine de Nahr-Beyrouth permet également d'envisager l'étude de l'effet de cette fluctuation sur le mouvement sismique ainsi que l'importance relative de cette fluctuation et de la géométrie des couches de sol sur l'amplification en surface. Dans ce but, on a commencé dans cette thèse à modéliser de manière déterministe la réponse sismique de modèles 2D (Annexe C). La modélisation probabiliste requérant un certain nombre de calculs, nous avons cherché à déterminer la dimension latérale minimale requise pour assurer une propagation des ondes correcte. Les perspectives sont maintenant de réaliser les modélisations probabilistes.

## CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Une campagne géotechnique et géophysique détaillée a été effectuée dans la plaine alluviale de Beyrouth (Liban), ville soumise à un fort risque sismique, en vue de caractériser la variabilité des couches alluviales.

Le caractère essentiel de la structure du site est la mise en évidence d'une couche d'argile molle, peu profonde et d'épaisseur variable, qui affecte fortement les courbes de dispersion et provoque une superposition de modes. Il a été montré que la présence de cette couche à moindre vitesse, qui peut apparaître dans tout contexte alluvionnaire, interdit l'utilisation des méthodes classiques d'inversion des ondes de surface et génère un phénomène de résonance qui contribue à la réponse sismique du site.

L'acquisition combinée de données géotechniques ( $N_{60}$ ) et géophysiques ( $V_s$ ,  $\rho$ ) a permis de quantifier les incertitudes reliées à la variabilité spatiale (verticale et horizontale) des propriétés du sol. Les lois des distributions qui ajustent aux mieux les histogrammes des données réelles de ces propriétés sont des lois Lognormale. Les structures d'autocorrélation des paramètres du sol suivent des fonctions exponentielles décroissantes. Pour l'hypothèse d'un sol homogène, la valeur de la distance d'autocorrélation verticale de  $V_s$  varie entre 0.5 m et 2 m. Cependant, pour le cas d'un sol stratifié. L'échelle de fluctuation verticale de  $N_{60}$  varie entre 0,8 m et 1,2 m dans l'argile, et entre 0,6 m et 5 m dans le sable. Ces valeurs se situent dans la gamme de valeurs trouvées dans la littérature pour le sable (0,1- 5 m) et l'argile (0,1 m et 8 m). Pour  $V_s$ , cette échelle se situe aux alentours de 0,5 m dans le gravier et de 1 m dans l'argile. Ceci signifie que la couche de gravier en surface est plus variable que la couche d'argile. L'échelle de fluctuation horizontale de la résistivité électrique  $\rho$  varie entre 3,8 m et 10,4 m. Ces valeurs se situent dans la gamme de valeurs trouvées dans la littérature.

Des simulations numériques, réalisées avec des modèles probabilistes unidimensionnels pour deux fonctions d'autocorrélation, ont montré que le type de fonction d'autocorrélation a un faible effet sur la réponse sismique, au contraire de la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ). D'autre part, il est apparu que le principal facteur contrôlant la variabilité du sol est que le coefficient de variation ( $COV_{V_s}$ ) plus que la distance d'autocorrélation ( $\theta$ ). Ensuite pour obtenir à des réponses sismiques plus réalistes et qui sont générées à partir de modèles de sol qui ont un sens physique, d'où l'importance de préciser un critère de sélection des profils  $V_s$  générés de manière probabiliste. Ce critère est tel que seuls les profils  $V_s$  dont les courbes de dispersion du mode fondamental des ondes de Rayleigh sont semblables, à une incertitude donnée près, à la courbe de dispersion du profil  $V_s$  du modèle déterministe sont retenues. Pour diminuer les gammes de variation du coefficient de variation soit par une augmentation de mesures site-spécifique pour différentes unités géologiques soit en prenant en compte la nature des différentes géologiques du sous-sol.

Enfin, le sous-sol de la plaine alluviale de Beyrouth est profondément perturbé par l'activité humaine. L'application de la prospection géophysique a été rendu difficile suite à la présence d'éléments perturbateurs comme des surfaces bétonnées, des conduites d'eau, des



travaux du génie civil ou le rejet de polluants. En particulier, ces derniers ont masqué la structure géologique du site sur les images électriques, pourtant à priori bien adaptées pour localiser la couche d'argile. Il n'existe donc pas de méthodologie standard de reconnaissance pouvant être mise en œuvre en milieu urbain. Cette étude souligne la nécessité d'adapter une stratégie au cas étudié et de combiner les méthodes géotechniques et géophysiques afin de caractériser la variabilité du sol dans ce type de contexte.

### ***Perspectives***

Ce travail ouvre des perspectives de recherches ultérieures sur les méthodes de reconnaissance et de modélisation.

Un développement d'une stratégie de reconnaissance et des méthodes de prospection adaptées en milieu urbain est important afin de prendre en compte les perturbations potentielles. Ceci met en évidence la complémentarité des méthodes géophysiques et géotechniques. Parmi les pistes de recherche avenir possibles concernant les corrélations entre ces deux méthodes, on peut évoquer l'incorporation des données géotechniques dans l'inversion des données géophysiques ou une meilleure compréhension des relations entre les paramètres géophysiques et géotechniques incluant leurs différents échelles de résolution. A cet égard, le développement de techniques mesurant simultanément les paramètres géotechniques et géophysiques avec la même résolution paraît une piste prometteuse. On cite par exemple, le sismocône, qui est la combinaison d'un essai de pénétration au cône et d'un essai down-hole, permet d'obtenir un profil continu de la résistance du sol et de la vitesse des ondes de cisaillement (Mayne, 2001). D'autre part, des stratégies d'inversion des ondes de surface permettant de prendre en compte les sauts de modes peuvent être aussi explorées.

Concernant la partie modélisation, le travail de cette thèse s'est limité à l'application de méthodes probabilistes pour une colonne de sol (i.e. géométrie 1D) et une rhéologie élastique sans prise en compte d'amortissement dans le sol. Les perspectives de cette partie concernent l'étude de l'effet des structures 2D et 3D sur la réponse sismique de la vallée alluviale de Beyrouth en utilisant les lois et paramètres statistiques quantifiés. L'introduction de l'amortissement dans les calculs 1D, 2D et 3D s'avère aussi très important. Aussi, l'étude de l'effet de la variabilité spatiale du sol sur les spectres de réponse est d'un grand intérêt pour la communauté d'ingénieurs Civil ainsi que pour les études de développement des codes parasismique locaux pour le Liban. Enfin, l'évaluation des effets de la variabilité des propriétés non linéaires du sol sur la réponse sismique permettra une modélisation plus réelle du comportement du sol.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. Abdallah, C. (2007). *Application de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques à l'étude des mouvements de terrain au Liban*. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.
2. Aboufirassi, M., & Marino, M. (1984). Cokriging of aquifer transmissivities from field measurements of transmissivity and specific capacity. *Mathematical Geology*, , 16 (1), 19–35.
3. Aki, A. (1957). *Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors*. Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo: Tokyo University.
4. Alber, D., & Reitmeier, W. (1986). Beschreibung der räumlichen Streuungen von Bodenkennwerten mit Hilfe der Zeitreihenanalyse. *Technische Universität München*, 7.
5. Al-Bittar, T., & Soubra, A. H. (2013). Bearing capacity of strip footings on spatially random soils using sparse polynomial chaos expansion. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 37 (13), 2039-2060.
6. Alonso, E., & Krizek, R. (1975). Stochastic formulation of soil properties. *2nd Int. Conf. on Applications of Statistics & Probability in Soil and Structural Engineering*, (pp. 9–32). Aachen.
7. Ambraseys, N. N., & Barazangi, M. (1989). The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: implications for earthquake hazard assessment in the Eastern Mediterranean region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*, 94 (B4), 4007-4013.
8. Ambraseys, N. N., & Jackson, J. A. (1998). Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International*, 133 (2), 390-406.
9. Ambraseys, N. N., & Melville, C. P. (1988). An analysis of the eastern Mediterranean earthquake of 20 May 1202. In W. H. Lee, H. Meyers, & K. Shimazaki, *Historical seismograms and earthquakes of the world* (pp. 181-200). Academic Pr.
10. Ambraseys, N. N., Melville, C. P., & Adams, R. D. (2005). *The seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea: a historical review*. New York: Cambridge University Press.
11. Andrus, R. D., Piratheepan, P., Ellis, B. S., Zhang, J., & Juang, C. H. (2004). Comparing liquefaction evaluation methods using penetration-VS relationships. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 24 (9-10), 713 – 721.

12. Asaoka, A., & A-Grivas, D. (1982). Spatial Variability of the Undrained Strength of Clays. *J. Geotech. Engrg. Div.* , 108 (GT5), 743-756.
13. Assimaki, A., Pecker, A., Popescu, R., & Prevost, J. (2003). Effects of spatial variability of soil properties on surface ground motion. *Journal of earthquake engineering* , 1-44.
14. Asten, M. W., Dhu, T., & Lam, N. (2004). Optimised array design for microtremor array studies applied to site classification; comparison of results with SCPT logs. *In Proc. of 13th World Conf. on Earthquake Engineering*, (p. 16). Vancouver, BC, Canada.
15. Asten, M., & Henstridge, J. (1984). Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics* , 49, 1828–1837.
16. Babu, G., & Dasaka, S. (2008). The effect of spatial correlation of cone tip resistance on the bearing capacity of shallow foundations. *Geotechnical and Geological Engineering* , 26(1), 37–46.
17. Baecher, G., & Christian, J. (2003). *Reliability and Statistics in Geotechnical Engineering*. Wiley.
18. Baecher, G., Chan, M., Ingra, T., Lee, T., & Nucci, L. (1980). *Geotechnical Reliability of Offshore Gravity Platforms*. Cambridge: MIT.
19. Baecher, G., Ditmars, J., Edgar, D., & Dowding, C. (1988). *Radioactive waste isolation in salt: A method for evaluating the effectiveness of site characterization measures*. Technical report, Report ANL/EESTM-342, Argonne National Laboratory.
20. Bakr, A., Gelhar, L., Gutjahr, ., A., & MacMillan, J. (1978). Stochastic analysis of spatial variability in subsurface flows 1. comparison of one-and three-dimensional. *Water Resources Research* , 14 (2), 263–271.
21. Bard, P. Y. (1985). Les effets de site d'origine structurale: principaux résultats expérimentaux et théoriques. *Génie Parasismique* , 223-238.
22. Bard, P. Y. (1995). Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. *10th European conference on earthquake engineering*, (pp. 305-323).
23. Bard, P. Y. (2002). Les effets de site de la cuvette grenobloise. *Risques Infos* (13).
24. Bard, P. Y. (1983). *Les Effets de site d'origine structurale en sismologie: modélisation et interprétation, application au risque sismique*. Grenoble, France: These d'Etat, Universire Scientifique et Medicale de Grenoble.

25. Bard, P. Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. 1251-1279.
26. Bard, P. Y., Cadet, H., Endrun, B., Hobiger, M., Renalier, F., Theodulidis, N., et al. (2010). From non-invasive site characterization to site amplification: recent advances in the use of ambient vibration measurements. *Earthquake Engineering in Europe* , 105-123.
27. Bastani, M., Hübert, J., Kalscheuer, T., Pedersen, L. B., Godio, A., & Bernard, J. (2012). 2D joint inversion of RMT and ERT data versus individual 3D inversion of full tensor RMT data: An example from Trecate site in Italy. *Geophysics* , 77 (4), WB233-WB243.
28. Bauer, J., & Puła, W. (2000). Reliability with respect to settlement limit-states of shallow foundations on linearly-deformable subsoil. *Computers and Geotechnics* , 26 (3), 281-308.
29. Benkendorfer, J., Deutsch, C., LaCroix, P., Landis, L., Al-Askar, Y., Al-AbdulKarim, A., et al. (1995). Integrated Reservoir Modelling of a Major Arabian Carbonate Reservoir. *Middle east oil show* , 298 (96), 1-26.
30. Benson, C. (1991). Predicting excursions beyond regulatory thresholds of hydraulic conductivity using quality control measurements. *First Canadian Conference on Environmental Geotechnics*, (pp. 14-17).
31. Bergado, D., & Anderson., L. (1985). Stochastic analysis of pore pressure uncertainty for the probabilistic assessment of the safety of earth slopes. *Soils and Foundations* , 25(2), 87-105.
32. Bergado, D., & How, K. (1991). A Probabilistic Spatial-Temporal Modelling of Embankment Settlement on Soft Bangkok Cly: A Case of Bangna-Bangpakong Highway, Thailand. *Proc. of 6th Int. Conf. on Applications of Statistics and Probability in Soil and Struct. Engrg.*, (pp. 808-815). Mexico City.
33. Bergado, D., Chai, J.-C., Alfaro, M., & Balasubramaniam, A. (1994). *Improvement techniques of soft ground in subsiding and lowland environment*. Balkema, Rotterdam.
34. Bettig, B., Bard, P., Scherbaum, F., Riepl, J., Cotton, F., Cornou, C., et al. (2001). Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC): application to the Grenoble area. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata* , 42 (3-4), 281-304.
35. Beydoun, Z. (1972). A new evaluation of the petroleum prospects of Lebanon with special reference to the Pre-Jurassic. *18th Arab Pet. Cong.*, 80 (B3). Algeria.

36. Beydoun, Z. (1977). Petroleum prospects of Lebanon: re-evaluation. *American Association of Petroleum Geologists* , 61, 43-64.
37. Beydoun, Z. (1988). The Middle East: Regional Geology and Petroleum Resources. *Scientific Press Ltd.* , 296.
38. Binsariti, A. A. (1980). *Statistical analyses and stochastic modeling of the Cortaro aquifer in Southern Arizona*. Arizona.
39. Bodet, L. (2005). *Limites théoriques et expérimentales de l'interprétation de la dispersion des ondes de Rayleigh: apport de la modélisation numérique et physique*. PhD dissertation, Nantes.
40. Boiero, D., & Socco, L. V. (2014). Joint inversion of Rayleigh-wave dispersion and P-wave refraction data for laterally varying layered models. *Geophysics* , 79 (4), EN49-EN59.
41. Bonnefoy-Claudet, S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique: implications pour les études des effets de site*. Phd thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
42. Bonnefoy-Claudet, S., Cornou, C., Bard, P., Cotton, F., Moczo, P., Kristek, J., et al. (2006). H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations. *Geophys. J. Int.* , 167 (2), 827–837.
43. Bouckovalas, G. D., & Papadimitriou, A. G. (2005). Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 25 (7), 547-558.
44. Bourdeau, C. (2005). *Effets de site et mouvements de versant en zones sismiques: apport de la modélisation numérique*. Ph.D thesis. École Nationale Supérieure des Mines de Paris.
45. Bourges, M., Mari, J., & Jeannée, N. (2012). A practical review of geostatistical processing applied to geophysical data: methods and applications. *European Association of Geoscientists & Engineers, Geophysical Prospecting* , 60 (3), 400-412.
46. Box, G. E., & Jenkins, G. M. (1976). *Time series analysis: forecasting and control, revised ed.* Holden-Day.
47. Brandenburg, S., Bellana, N., & Shantz, T. (2010). *Shear Wave Velocity as a Statistical Function of Standard Penetration Test Resistance and Vertical Effective Stress at Caltrans Bridge Sites*. Technical Report Documentation.
48. Brenner, C. E., & Bucher, C. (1995). A contribution to the SFE-based reliability assessment of nonlinear structures under dynamic loading. *Probabilistic Engineering Mechanics* , 10 (4), 265-273.

49. BRGM. (n.d.). (Bureau de Recherches Géologiques et Minières). <http://www.brgm.fr/>.
50. Brooker, P., Winchester, J., & Adams, A. (1995). A geostatistical study of soil data from an irrigated vineyard near Waikerie, South Australia. *Environment International*, 21(5), 699-704.
51. Bucu, J., Emeriault, F., & Kastner, R. (2008a). 3D numerical analyses of the soil variability impact on longitudinal behavior of buried pipes. *12th IACMAG*, (pp. 3827-3834). Goa.
52. Bucu, J., Emeriault, F., & Kastner, R. (2008b). Full-scale experiment determination of concrete pipe joint behavior and its modeling. *Journal of Infrastructure Systems*, 14 (3).
53. Bucu, J., Emeriault, F., Le Gauffre, P., & Kastner, R. (2006). Statistical and 3D numerical identification of pipe and bedding characteristics responsible for longitudinal behaviour of buried pipes. *ASCE Conference Pipelines*. Chicago, USA.
54. Burrough, P. A. (1993). Soil variability: a late 20th century view. *Soils and fertilizers*, 56 (5), 529-562.
55. Butler, R. W., Spencer, S., & Griffiths, H. M. (1997). Transcurrent fault activity on the Dead Sea Transform in Lebanon and its implications for plate tectonics and seismic hazard. *Journal of the Geological Society*, 154 (5), 757-760.
56. Byers, E., & Stephens, D. (1983). Statistical and stochastic analyses of hydraulic conductivity and particle-size in a fluvial sand. *Soil Science Society of America Journal*, 47 (6), 1072.
57. Cadet, H., Bard, P. Y., & Duval, A. M. (2008). A new proposal for site classification based on ambient vibration measurements and the Kiknet strong motion data set. *In Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering*, 12-17.
58. Cafaro, F., & Cherubini, C. (2002). Large sample spacing in evaluation of vertical strength variability of clayey soil. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*, 128, 558.
59. Campanella, R., Wickremesinghe, D., & Robertson, P. (1987). Statistical treatment of cone penetration test data. *5th International Conference on Reliability and Risk Analysis in Civil Engineering*.
60. Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proc. IEEE*, 57, pp. 1408-1418.

61. Chávez-García, F. J., & Bard, P. Y. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 13 (4), 229-247.
62. Chenari, R., & Dodaran, R. (2010). New method for estimation of the scale of fluctuation of geotechnical properties in natural deposits. *Computational Methods in Civil Engineering* , 1 (1), 55-64.
63. Cherubini, C., Giasi, I., & Rethati, L. (1993). The coefficient of variation of some geotechnical parameters. *Probabilistic Methods in Geotechnical Engineering*, (pp. 179-183). Edited by Li, K.S., and Lo, S-C.R., A.A. Balkema, Rotterdam.
64. Chiasson, P., & Wang, Y. (2006). Spatial variability of sensitive Champlain sea clay and an application of stochastic slope stability analysis of a cut. *2nd International Workshop on Characterisation and Engineering Properties of Natural Soils*. Singapore.
65. Chilès, J., & Delfiner, P. (1999). Geostatistics: modeling spatial uncertainty. *Wiley Series in Probability and Statistic* .
66. Chin, B. H., & Aki, K. (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: a preliminary result on pervasive nonlinear site effects. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 81 (5), 1859-1884.
67. Cho, S. E. (2007). Effects of spatial variability of soil properties on slope stability. *Engineering Geology* , 92 (3), 97-109.
68. Cho, S. E. (2009). Probabilistic assessment of slope stability that considers the spatial variability of soil properties. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering, ASCE* , 136 (7), 975-984.
69. Christakos, G. (2012). *Random field models in earth sciences*. Courier Dover Publications.
70. Chu, J., Xu, W., Zhu, H., & Journel, A. (1991). *The Amoco case study: Stanford Center for Reservoir Forecasting*. Report 4.
71. CME : Centre Méditerranéen de l'Environnement, (. ). (2009). Topoguide: Sur les traces du séisme provençal de 1909. 36 pages.
72. Cornou, C., & Bard, P. Y. (2003). Site-to-bedrock over 1D transfer function ratio: An indicator of the proportion of edge-generated surface waves? *Geophysical research letters* , 30 (9).
73. Cornou, C., Bard, P. Y., & Dietrich, M. (2003). Contribution of dense array analysis to the identification and quantification of basin-edge-induced waves, Part



II: Application to Grenoble basin (French Alps). *Bulletin of the Seismological Society of America* , 93 (6), 2624-2648.

74. Cornou, C., Ohrnberger, M., Boore, D., Kuo, J. T., & Bard, P. (2006). Using ambient noise array techniques for site characterisation : results from an international benchmark. *Proceedings of the 3rd International Symposium on the effects of surface geology on seismic motion* .

75. Daëron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., & Sursock, A. (2007). 12,000-year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh fault, Levant fault system, Lebanon. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 97 (3), 749-771.

76. Darawcheh, R., Sbeinati, M. R., Margottini, C., & Paolini, S. (2000). The 9 July 551 AD Beirut earthquake, eastern Mediterranean region. *Journal of Earthquake Engineering* , 4 (04), 403-414.

77. De Marsily, G., Delay, F., Gonçalves, J., Renard, P., Teles, V., & Violette, S. (2005). Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal* , 13 (1), 161-183.

78. DeGroot, D. J. (1996). Analyzing spatial variability of in situ soil properties. *Uncertainty in the Geologic Environment@ sfrom Theory to Practice*, ASCE, (pp. 210-238).

79. DeGroot, D., & Baecher, G. (1993). Estimating autocovariance of in-situ soil properties. *Journal of Geotechnical Engineering* , 119 (1), 147-166.

80. Delepine, N. (2007). *Modélisation des effets de site sismiques dans les bassins sédimentaires et influence des non-linéarités de comportement des sols*. Paris, France: Thèse, Ecole des Ponts Paris Tech.

81. Delhomme, J. (1979). Spatial variability and uncertainty in groundwater flow parameters: a geostatistical approach. *Water Resources Research* , 15 (2), 269–280.

82. Der Kiureghian, A., & Ke, J. B. (1988). The stochastic finite element method in structural reliability. *Probabilistic Engineering Mechanics* , 3 (2), 83-91.

83. Desbarats, A., & Dimitrakopoulos, R. (2000.). Geostatistical simulation of regionalized pore-size distributions using min/max autocorrelation factors. *Mathematical Geology* , 32 (8), 919–942.

84. Deutsch, C. V., & Journel, A. G. (1992). Geostatistical software library and user's guide.

85. Devary, J., & Doctor, P. (1982). Pore velocity estimation uncertainties. *Water Resources Research* , 18 (4), 1157–1164.

86. Diaz Padilla, J., & Vanmarcke, E. (1974). *Settlement of Structures on Shallow Foundations*. Dept. of Civil Engrg. Cambridge: MIT.
87. Dubertret, L. (1945). *Cartes géologiques à l'échelle de 1/50 000*. Ministère des Travaux publics. Beyrouth, Liban: République Libanaise.
88. Dubertret, L. (1975). Introduction à la carte géologique à 1/50.000 du Liban. . *Notes et Mémoires du Moyen Orient* , 13, 345-403.
89. Dubertret, L. (1963). *Lexique de stratigraphie internationale vol III, Asie, Fascicule 10, Liban, Syrie, Jordanie*. Commission de stratigraphie, Centre national de recherche scientifique. 155 p: Congrès géologie internationale.
90. Dubertret, L. (1966). Liban, Syrie et bordure des pays voisins. . *Notes et Mémoires du Moyen Orient* , 8, 251-358.
91. Dubertret, L. (1944). Map of Beirut and Surroundings.
92. Dubertret, L. (June 1994). Map of Beirut and Surroundings.
93. Dubertret, L. (1950c). *Notice explicative de la carte géologique de Baalbek (50.000ème)*. . Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
94. Dubertret, L. (1951a). *Notice explicative de la carte géologique de Beyrouth (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
95. Dubertret, L. (1950d). *Notice explicative de la carte géologique de Djezzine (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
96. Dubertret, L. (1960a). *Notice explicative de la carte géologique de Jbail (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
97. Dubertret, L. (1960c). *Notice explicative de la carte géologique de L'Hermon (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
98. Dubertret, L. (1952). *Notice explicative de la carte géologique de Merdjayoun [Marjayoun] (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
99. Dubertret, L. (1960b). *Notice explicative de la carte géologique de Rachaya Nord (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
100. Dubertret, L. (1950b). *Notice explicative de la carte géologique de Rayak (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
101. Dubertret, L. (1951c). *Notice explicative de la carte géologique de Sir Ed Danié (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
102. Dubertret, L. (1961). *Notice explicative de la carte géologique de Tyr-Nabatiyé et Naqoura-Bennt Jbail (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.

103. Dubertret, L. (1953). *Notice explicative de la carte géologique de Zahlé (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
104. Dubertret, L. (1949c). *Notice explicative de la carte géologique de Zebdani (50.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
105. Dubertret, L. (1955b). *Notice explicative de la carte géologique du Liban (200.000ème)*. Ministère des Travaux Publics, Beyrouth.
106. Dubertret, L. (1940). Sur l'âge du volcanisme en Syrie et au Liban. *Compte Rendu de la Société Géologique de France*, 2, 55-57.
107. Dubertret, L. (1950a). Sur le Jurassique du Liban et de l'Anti-Liban. *Compte Rendu de la Société Géologique de France*, 7, 106-107.
108. Dubost, J., Denis, A., Marache, A., & Chanson, M. (2007). Probabilistic FEM analysis of railway platform settlements. *International Symposium on Numerical Model in Geomechanics* (pp. 525-530). Greece: NUMOG X. Taylor & Francis.
109. Duncan, J. M. (2000). Factors of safety and reliability in geotechnical engineering. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*, 126 (4), 307-316.
110. Duval, A. M. (2007). *Des effets de site aux scénarios de crise sismique*. Doctoral dissertation.
111. Dyminski, A., Howie, J., Shuttle, D., & Kormann, A. (ASCE, 2006). Soil variability study for embankment design of port of navegantes, brazil. *In Proceedings of GeoCongress 2006: Geotechnical Engineering in the Information Technology Age*, 1-6.
112. Eggleston, J., & Rojstaczer, S. (1998). Identification of large-scale hydraulic conductivity trends and the influence of trends on contaminant transport. *Water Resources Research*, 34 (9), 2155-2168.
113. Einsele, G. (2000). *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer.
114. Einstein, H., & Baecher, G. (1983). Probabilistic and statistical methods in engineering geology; specific method and example - part 1: exploration. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 16, 39-72.
115. Ejezie, S., & Harrop-Williams, K. (1984). Probabilistic characterization of Nigerian soils. *In Probabilistic Characterization of Soil Properties, Bridge Between Theory and Practice, ASCE*, (pp. 140-156).

116. El Gonnouni, M., Riou, Y., & Hicher, P. (2005). Geostatistical method for analysing soil displacement from underground urban construction. *Geotechnique* , 55, 171-182.
117. Elachachi, S. M., Breysse, D., & Benzeguir, H. (2011). Soil spatial variability and structural reliability of buried networks subjected to earthquakes. *Computational Methods in Stochastic Dynamics* , 22, 111-127.
118. Elachachi, S., Breysse, D., & Denis, A. (2012). The effects of soil spatial variability on the reliability of rigid buried pipes. *Computers and Geotechnics* , 43, 61-71.
119. Elachachi, S., Breysse, D., & Houy, L. (2004). Longitudinal variability of soils and structural response of sewer networks. *Computers and geotechnics* , 31 (8), 625-641.
120. Elnashai, A. S., & El-Khoury, R. (2004). *Earthquake hazard in Lebanon*. World Scientific Publishing Company.
121. El-Qareh, R. (1967). *The submarine springs of Chekka: exploitation of a confined aquifer discharging in the sea*. Unpublished M. Sc. Thesis, American University of Beirut, Geology Department.
122. El-Ramly, H., Morgenstern, N. R., & Cruden, D. M. (2003). Probabilistic stability analysis of a tailings dyke on presheared clay shale. *Canadian Geotechnical Journal* , 40 (1), 192-208.
123. Emeriault, F., Breysse, D., Kastner, R., & Denis, A. (2004). Geotechnical survey and mechanical parameters in urban soils: modelling soil variability and inferring representative values using the extension of Lyon subway lined as case study. *Canadian Geotechnical Journal* , 41, 773-786.
124. Endrun, B., Ohrnberger, M., & Savvaidis, A. (2010). On the repeatability and consistency of three-component ambient vibration array measurements. *Bulletin of Earthquake Engineering* , 8 (3), 535-570.
125. Everett, M. E. (2013). *Near-surface applied geophysics*. Cambridge: Cambridge university press.
126. Fardis, M. (1979). *Probabilistic liquefaction of sands during earthquakes*. MIT: Dept. of Civil Engrg.
127. Fardis, M., & Veneziano, D. (1981). Estimation of SPT-N and relative density. *Journal of the Geotechnical Engineering Division* , 107 (10), 1345-1359.
128. Fenton, G. A., & Griffiths, D. V. (2003). Bearing-capacity prediction of spatially random  $c$   $\phi$  soils. *Canadian geotechnical journal* , 40 (1), 54-65.

129. Fenton, G. A., & Griffiths, D. V. (2008). *Risk assessment in geotechnical engineering*. John Wiley & Sons Incorporated.
130. Fenton, G. A., & Vanmarcke, E. H. (1998). Spatial variation in liquefaction risk. *Geotechnique* , 48 (6), 819-831.
131. Fenton, G. (1999). Estimation for Stochastic Soil Models. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* , 125(6), 470-485.
132. Fenton, G., & Griffiths, D. (2002). Probabilistic foundation settlement on spatially random soil. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* , 128 (5), 381-390.
133. Fenton, G., & Vanmarcke, E. (1991). Spatial Variation in Liquefaction Risk Assessment. *Proc. of Geotechnical Engrg. Congress* (pp. 594-607). Colorado: Geotech. Div.
134. Fenton, G., Griffiths, D., & Williams, M. (2005). Reliability of traditional retaining wall design. *Geotechnique* , 55 (1), 55-62.
135. Field, E., Clement, A., Jacob, K., Aharonian, V., Hough, S., Friberg, P., et al. (1995). Earthquake site-response study in Giumri (formerly Leninakan), Armenia, using ambient noise observations. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 85 (1), 349-353.
136. Fogg, G., Lucia, F., & Senger, R. (1989). Stochastic simulation of interwell-scale heterogeneity for improved prediction of sweep efficiency in a carbonate reservoir. In *NIPER/DOE Second International Reservoir Characterization Technical Conference*, (pp. 355-381). Dallas, TX.
137. Foti, S., Parolai, S., Albarello, D., & Picozzi, M. (2011). Application of surface-wave methods for seismic site characterization. *Surv. Geophys.* , 32 (6), 777–825.
138. Fredlund, D. G., & Dahlman, A. E. (1972). Statistical geotechnical properties of glacial lake Edmonton sediments. *Proc. Int. Conf. on Applications of Statistics and Probability in Soil and Structural Engineering*, (pp. 203-228). Hong Kong.
139. Frohlich, R. K., & Parke, C. D. (1989). The electrical resistivity of the vadose zone—field survey. *Groundwater* , 27 (4), 524-530.
140. Fuchs, K., & Müller, G. (1971). Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations: Geophys. *Geophysical Journal International* , 23 (4), 417–433.

141. Fujiwara, T. (1972). Estimation of ground movements in actual destructive earthquakes. *Proceedings of the 4th European symposium on earthquake engineering* , 125–132.
142. Fukushima, Y., Irikura, K., Uetake, T., & Matsumoto, H. (2000). Characteristics of observed peak amplitude for strong ground motion from the 1995 Hyogoken Nanbu (Kobe) earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 90 (3), 545-565.
143. Gaffet, S., Cultrera, G., Dietrich, M., Courboulex, F., Marra, F., Bouchon, M., et al. (2000). A site effect study in the Verchiano valley during the 1997 Umbria-Marche (Central Italy) earthquakes. *Journal of seismology* , 4 (4), 525-541.
144. Geli, L., Bard, P., & Julien, B. (1988). The effect of topography on earthquake groundmotion: a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 78, 42-63.
145. Gelis, C., Leparoux, J., Virieux, J., Bitri, A., Operto, S., & Grandjean, G. (2005). Numerical Modeling of Surface Waves Over Shallow Cavities. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* , 10 (2), 111–121.
146. Gelman, A., Carlin, J. B., Stern, H. S., & Rubin, D. B. (2004). *Bayesian data analysis*. Book, CRC press.
147. Ghattas, I. (1975). *The geology and hydrology of the western flexure of Mount Lebanon between Dbaiyeh and Jdaide*. Unpublished M. Sc. Thesis, American University of Beirut, Geology Department.
148. Girdler, R. W. (1990). The Dead Sea transform fault system. *Tectonophysics* , 180 (1), 1-13.
149. Goggin, D., & Chandler, A. (1988). Patterns of Permeability in Eolian Deposits: Page Sandstone (Jurassic). *Northeastern Arizona* , 2 (27), 46.
150. Goggin, D., Chandler, M., Kocurek, G., & Lake, L. (1992). Permeability transects of eolian sands and their use in generating random permeability fields. *SPE Formation Evaluation* , 7 (1), 7-16.
151. Gomez, F., Meghraoui, M., Darkal, A. N., Hijazi, F., Mouty, M., Suleiman, Y., et al. (2003). Holocene faulting and earthquake recurrence along the Serghaya branch of the Dead Sea fault system in Syria and Lebanon. *Geophysical Journal International* , 153 (3), 658-674.
152. Graham, J., & Houlsby, G. T. (1983). Anisotropic elasticity of a natural clay. *Géotechnique* , 33 (2), 165-180.

153. Graizer, V. (2009). Low-velocity zone and topography as a source of site amplification effect on Tarzana hill, California. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 29 (2), 324-332.
154. Griffiths, D. V., & Fenton, G. A. (2009). Probabilistic settlement analysis by stochastic and random finite-element methods. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering* , 135 (11), 1629-1637.
155. Griffiths, D. V., & Fenton, G. (2004). Probabilistic slope stability analysis by finite elements. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* , 130 (5), 507-518.
156. Griffiths, D. V., & Fenton, G. (1996). Statistics of free surface flow through stochastic earth dam. *Journal of geotechnical engineering* , 122 (6), 427-436.
157. Griffiths, D., & Bollinger, G. (1979). The effect of Appalachian mountain topography on seismic waves. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 69, 1081-1105.
158. Griffiths, D., & Fenton, G. (2001). Bearing capacity of spatially random soil. The undrained clay Prandtl problem revisited. *Géotechnique* , 51 (4), 351-359.
159. Guidoboni, E., Bernardini, F., Comastri, A., & Boschi, E. (2004). The large earthquake on 29 June 1170 (Syria, Lebanon, and central southern Turkey). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* , 109 (B7).
160. Guidoboni, E., Comastri, A., & Traina, G. (1994). *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*. Istituto Nazionale di Geofisica.
161. Guillier, B., Cornou, C., Kristek, J., Moczo, P., Bonnefoy-Claudet, S., Bard, P. Y., et al. (2006). Simulation of seismic ambient vibrations: does the H/V provide quantitative information in 2D-3D structures. In P. Y. Bard, E. Chaljub, C. Cornou, F. Cotton, & P. Guéguen (Ed.), *In Third international symposium on the effects of surface geology on seismic motion*, 30, p. 185. Grenoble, France.
162. Hagedoorn, J. G. (1958). The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophysical Prospecting* , 7 (2), 158-182.
163. Haghshenas, E., Bard, P. Y., Theodulidis, N., & Team, S. W. (2008). Empirical evaluation of microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering* , 6 (1), 75-108.
164. Hakim, B. (1985). *Recherches hydrologiques et hydrochimiques sur quelques karsts méditerranéens: Liban, Syrie et Maroc*. Publications de l'Université libanaise, Section des études géographiques.



165. Haldar, A., & Tang, W. H. (1979). Probabilistic Evaluation of Liquefaction Potential. *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE* , 105 (2), 145-163.
166. Hamilton, E. L., & Bachman, R. T. (1982). Sound velocity and related properties of marine sediments. *The Journal of the Acoustical Society of America* , 72 (6), 1891-1904.
167. Han, D. H., Nur, A., & Morgan, D. (1986). Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics* , 51 (11), 2093-2107.
168. Harr, M. E. (1987). *Reliability-based design in civil engineering*. New York: McGraw-Hill Book Company,.
169. Hasancebi, N., & Ulusay, R. (2007). Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* , 66 (2), 203-213.
170. Hashash, Y., & Park, D. (2002). Viscous damping formulation and high frequency motion propagation in nonlinear site response analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 22 (7), 611-624.
171. Haskell, N. A. (1953). The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 43 (1), 17–34.
172. Hess, K. (1989). Use of a borehole flowmeter to determine spatial heterogeneity of hydraulic conductivity and macrodispersion in a sand and gravel aquifer, capecod, massachusetts. In *Proceedings of New Field Techniques for Quantizing the Physical and Chemical Properties of Heterogeneous Aquifers* (pp. 497-508). Dublin, OH: National Water Well Association.
173. Hilldale, C. (1971). *A probabilistic approach to estimating differential settlement of footings on sand*. Massachusetts Institute of Technology.
174. Hoeg, K., & Tang, W. (1977). Probabilistic considerations in the foundation engineering for offshore structures. In *Proceedings of 2nd International Conference on Structural Safety and Reliability* (pp. 267-269). Munich: ICOSAR.
175. Hoeksema, R., & Kitanidis, P. (1985). Analysis of the spatial structure of properties of selected aquifers. *Water Resources Research* , 21 (4), 563-572.
176. Honjo, Y., & Kuroda, K. (1991). A new look at fluctuating geotechnical data for reliability. *Soils and Foundations* , 31 (1), 110-120.
177. Hufschmied, P. (1986). Estimation of three-dimensional statistically anisotropic hydraulic conductivity field by means of single well pumping tests combined with flowmeter measurements. *Hydrogeologie* , 2, 163-174.

178. Huijer, C., Harajli, M., & Sadek, S. (2011). Upgrading the seismic hazard of Lebanon in light of the recent discovery of the offshore thrust fault system. *Lebanese Science Journal* , 12 (2), 67.
179. Hunter, J. A., Benjumea, B., Harris, J. B., Miller, R. D., Pullan, S. E., Burns, R. A., et al. (2002). Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 22 (9), 931-941.
180. Husein Malkawi, A. I., Hassan, W. F., & Abdulla, F. A. (2000). Uncertainty and reliability analysis applied to slope stability. *Structural Safety* , 22 (2), 161-187.
181. Imai, T. (1977). P-and S-wave velocities of the ground in Japan. *Proceedings of the IXth international conference on soil mechanics and foundation engineering* , 2, 127-132.
182. Imai, T., & Tonouchi, K. (1982). Correlation of N-value with Swave velocity and shear modulus. *Proceedings of the 2nd European symposium of penetration testing* , 67-72.
183. Imai, T., & Yoshimura, Y. (1970). Elastic wave velocity and soil properties in soft soil. *Tsuchito-Kiso* , 18 (1), 17-22.
184. Iqbal, J., Thomasson, J., Jenkins, J., Owens, P., & Whisler, F. (2005). Spatial variability analysis of soil physical properties of alluvial soils. *Soil Science Society of America Journal* , 69, 1338-1350.
185. Ishihara, K., & Koga, Y. (1981). Case studies of liquefaction in the 1964 Niigata earthquake. *Soils and Foundations* , 21 (3), 35-52.
186. ITASCA. (2011). *FLAC – Fast Lagrangian Analysis of Continua* (Vol. Version 7.0). Minneapolis, USA: Itasca Consulting Group.
187. Iyisan, R. (1996). Correlations between shear wave velocity and in-situ penetration test results. *Chamber of civil engineers of Turkey. Teknik Dergi* , 7 (2), 1187-1199.
188. Jafari, M. K., Shafiee, A., & Razmkhah, A. (2002). Dynamic properties of fine grained soils in South of Tehran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering* , 4 (1), 25-36.
189. Jafari, M., Asghari, A., & Rahmani, I. (1997). Empirical correlation between shear wave velocity (Vs) and SPT-N value for south Tehran soils. *Proceedings of the 4th international conference on civil engineering, Tehran, Iran* .
190. Jaksa, M. (1995). *The Influence of Spatial Variability on the Geotechnical Design Properties of a Stiff Overconsolidated Clay*.. University of Adelaide.

191. Jaksa, M., & Fenton, G. (2002). Assessment of fractal behaviour of soils. *Probabilistics in Geotechnics* - .
192. Jaksa, M., Brooker, P., & Kaggwa, W. (1997). *Modeling the spatial variability of the undrained shear strength of clay soils using geostatistics* (Vol. 2). Geostatistics Wollongong 96.
193. Jaksa, M., Kaggwa, W., & Brooker, P. (1999). Experimental evaluation of the scale of fluctuation of a stiff clay. *In Proceedings of 8th International Conference on the Application of Statistics and Probability. 1*, pp. 415-422. Sydney, AA Balkema, Rotterdam: ICOSAP.
194. Jefferies, M., & Been, K. (2006). *Soil liquefaction: a critical state approach*. CRC Press.
195. Jenny, H. (1941). *Factors of soil formation*.
196. Jongmans, D. (1991). Near source pulse propagation: application to Q determination. *Geophysical prospecting* , 39 (7), 943-952.
197. Jongmans, D., & Campillo, M. (1990). The 1983 Liege earthquake: damage distribution and site effects. *Earthquake spectra* , 6 (4), 713-737.
198. Jongmans, D., & Garambois, S. (2007). Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France* , 178 (2), 101-112.
199. Journel, A. G., & Huijbregts, C. J. (1978). *Mining geostatistics*. Academic press.
200. Jra. ( Japon road association 1980). Specification and interpretation of bridge design for highway–Part V: resilient design. 14-15.
201. Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to Geophysical Exploration* (Third ed.). Blackwell, Oxford.
202. Keaveny, J. M., Nadim, F., & Lacasse, S. (1994). Autocorrelation functions for offshore geotechnical data. *In Proceedings of the 5th International Conference on Structural Safety and Reliability (ICOSSAR)*, (pp. 263–270).
203. Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* , 95 (4), 406-421.
204. Kennett, B. L. (1983). *Seismic wave propagation in stratified media*. ANU E Press.
205. Kennett, B. L. (1975). The effect of attenuation on seismograms. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 65 (6), 1643–1651.

206. Kennett, B. L. (1979). Theoretical reflection seismograms for an elastic medium. *Geophysical Prospecting* , 27 (2), 301–321.
207. Khair, K. (2001). Geomorphology and seismicity of the Roum fault as one of the active branches of the Dead Sea fault system in Lebanon. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)* , 106 ((B3)), 4233-4245.
208. Khaled, Y. (2012). *Modélisation numérique de la liquéfaction des sols sableux*. Mémoire de D.E.A., Université Mohamed Khider – Biskra,.
209. Kiku, H., Yoshida, N., Yasuda, S., Irisawa, T., Nakazawa, H., Shimizu, Y., et al. (2001). In situ penetration tests and soil profiling in Adapazari, Turkey. *Proceedings of the ICSMGE/TC4 satellite conference on lessons learned from recent strong earthquakes* , 259-265.
210. Kim, H. (2005). *Thesis, Spatial Variability in Soils: Stiffness and Strength*. Atlanta, Georgia: Division of Geosystems Engineering, School of Civil and Environmental Engineering, Georgia Institute of Technology.
211. Kittridge, M., Lake, L., Lucia, F., & Fogg, G. (1990). Outcrop/subsurface comparisons of heterogeneity in the San Andres Formation. *SPE Formation Evaluation* , 5 (3), 233-240.
212. Konagai, K., Johansson, J., Mayorca, P., Yamamoto, T., Miyajima, M., Uzuoka, R., et al. (2002). Las Colinas landslide caused by the January 13, 2001 off the coast of El Salvador earthquake. *Journal of Japan Association for Earthquake Engineering* , 2 (1), 1-15.
213. Konno, K., & Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bull. seism. Soc. Am.* , 88 (1), 228–241.
214. Kormann, A., & Shuttle, J. (2006). Variability Analysis of SPT and CPT data for a Reliability-based Embankment Design of a Southern Brazilian Port Site. *In Proceedings of XIII Brazilian Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*. Curitiba, Brazil.
215. Kotzia, P., Stamatopoulos, A., & Kountouris, P. (1993). Field quality control on earth dam: statistical graphics for gauging. *Journal of Geotechnical engineering, ASCE* , 119 (5), 957-964.
216. Koutsourelakis, S., Prévost, J. H., & Deodatis, G. (2002). Risk assessment of an interacting structure–soil system due to liquefaction. *Earthquake engineering & structural dynamics* , 31 (4), 851-879.
217. Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice-Hall.

218. Kulatilake, P., & Um, J. (2003). Spatial variation of cone tip resistance for the clay site at Texas University. *Geotechnical and Geological Engineering* , 21 (2), 149-165.
219. Kulhawy, F. H., Birgisson, B., & Grigoriu, M. D. (1992). *Reliability-based Foundation Design for Transmission Line Structures: Transformation Models for In Situ Tests*. Palo Alto, California: Electric Power Research Institute.
220. Kulhawy, H., Roth, N. J., & Grigoriu, N. B. (1991). Some Statistical Evaluations of Geotechnical Properties. *Proceedings of the 6th International Conference on Applications of Statistics and Probability in Soil and Structural Engineering VI ICASP*, (pp. 705-712). Mexico City.
221. Lacasse, S., & de Lamballerie, J. (1995). Statistical treatment of CPT data. *In Proceedings of the International Symposium on Cone Penetration Testing* (pp. 4-5). : .
222. Lacasse, S., & Nadim, F. (1996). Uncertainties in characterizing soil properties. *Uncertainty in the Geologic Environment, ASCE*, (pp. 49-75). Madison.
223. Lachetl, C., & Bard, P. Y. (1994). Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique. *Journal of Physics of the Earth* , 42 (5), 377-397.
224. Lacoss, R., Kelly, E., & Nafi, T. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* , 34 (1), 21-38.
225. Lacoss, R., Kelly, E., & Toksöz, M. (1969). Estimation of seismic noise structure using arrays. *Geophysics* , 34, 21-38.
226. Le Roux, O., Cornou, C., Jongmans, D., & Schwartz, S. (2012). 1-D and 2-D resonances in an Alpine valley identified from ambient noise measurements and 3-D modelling. *Geophysical Journal International* , 191 (2), 579-590.
227. Lebrun, B., Hatzfeld, D., & Bard, P. Y. (2002). Site effect study in urban area: experimental results in Grenoble (France). *Earthquake Microzoning* , 2543-2557.
228. Lee, I., White, W., & Ingles, O. (1983). *Geotechnical Engineering*. Pitman, London.
229. Lee, S. (1990). Regression models of shear wave velocities in Taipei basin. *Journal of the Chinese Institute of Engineers* , 13 (5), 519-532.
230. Lemaire, M. (2010). *Structural reliability* (Vol. 84). John Wiley & Sons.

231. Li, C.-C., & Der Kiureghian, A. (1993). Optimal discretization of random fields. *Journal of Engineering Mechanics* , 119 (6), 1136-1154.
232. Li, K. S., & White, W. (1987a). Rapid evaluation of the critical slip surface in slope stability problems. *International Journal for Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, ASCE* , 11 (5), 449-473.
233. Li, K., & Lee, I. (1991). The assessment of geotechnical safety. *In Selected Topics in Geotechnical Engineering , Lumb Volume*.
234. Li, W., & Assimaki, D. (2010). Site-and motion-dependent parametric uncertainty of site-response analyses in earthquake simulations. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 100 (3), 954–968.
235. Liu, C., & Chen, C. (2010). Estimating spatial correlation structures based on CPT data. *Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards* , 4 (2), 99-108.
236. Liu, C., & Chen, C. (2010). Spatial correlation structures of CPT data in a liquefaction site. *Engineering Geology* , 111 (1-4), 43-50.
237. Liu, W. K., Belytschko, T., & Mani, A. (1986a). Probabilistic finite elements for nonlinear structural dynamics. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering* , 56 (1), 61-81.
238. Liu, W. K., Belytschko, T., & Mani, A. (1986b). Random field finite elements. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* , 23 (10), 1831-1845.
239. Loke, M. H. (2011). *Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys (Geotomo Software)*. Malaysia.
240. Loke, M., & Barker, R. (1996). Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics* , 60 (6), 1682–1690.
241. Lomax, A., & Snieder, R. (1994). Finding sets of acceptable solutions with a genetic algorithm with application to surface wave group dispersion in Europe. *Geophys. Res. Lett.* , 21 (24), 2617–2620.
242. López-Caballero, F., & Farahmand-Razavi, A. M. (2007). Influence de la variabilité des données géotechniques sur la réponse sismique des sols: Cas de la liquéfaction. *7ème Colloque National AFPS 2007–Ecole Centrale Paris* .
243. Lopez-Caballero, Fernando, & Modaressi-Farahmand-Razavi, A. (2010). Assessment of variability and uncertainties effects on the seismic response of a liquefiable soil profile. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 30 (7), 600-613.

244. Lumb, P. (1972). Precision and accuracy of soil tests. *Proc., Int. Conf. on Statistics and Probability in Civil Engineering*. Hong Kong : Press, Hong Kong (also distributed by Oxford Univ. Press, London).
245. Lumb, P. (1975). Spatial variability of soil properties. *In Proceedings of the 2nd International Conference on Application of Statistics and Probability to Soil and Structural Engineering*, 2, pp. 397-421. Aachen.
246. Lumb, P. (1966). The variability of natural soils. *Canadian Geotechnical Journal* , 3 (2), 74-97.
247. Lund, H., Ates, H., Kasap, E., & Tillman, R. (1995). Comparison of Single and Multi-Facies Variograms of Newcastle Sandstone: Measures for the Distribution of Barriers to Flow. *In Low Permeability Reservoirs Symposium* , 507–522.
248. Lunedei, E., & Albarello, D. (2010). Theoretical HVSR curves from full wavefield modelling of ambient vibrations in a weakly dissipative layered Earth. *Geophysical Journal International* , 181 (2), 1093-1108.
249. Luxmoore, R., Spalding, B., & Munro, I. (1981). Areal variation and chemical modification of weathered shale infiltration characteristics. *Soil Science Society of America Journal* , 45 (4), 687.
250. MATLAB. (R2012 a). The Mathworks Inc – , Natick, MA.
251. Matsuo, M. (1976). *Reliability in embankment design*. Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Res. Rept. R.,
252. Matthies, H. G., Brenner, C. E., Bucher, C. G., & Guedes Soares, C. (1997). Uncertainties in probabilistic numerical analysis of structures and solids-stochastic finite elements. *Structural safety* , 19 (3), 283-336.
253. McCann, D. M., & Forster, A. (1990). Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations. *Engineering Geology* , 29 (1), 59-78.
254. Mendes, R., & Lorandi, R. (2008). Analysis of spatial variability of SPT penetration resistance in collapsible soils considering water table depth. *Engineering Geology* , 101, 218-225.
255. Meyerhof, G. G. (1951). The Ultimate Bearing Capacity of Foundations. *Geotechnique* , 2 (4), 301-332.
256. Morse, R. K. (1972). The importance of Proper Soil Units for Statistical Analysis. *Int. Conf. on Statistics and Probability in Civ. Eng.* Hong Kong: Press Hong Kong ( also distributed by Oxford University Press).



257. Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface. *Quat. Rep. Railway Technol. Res. Inst.* , 30, 25–33.
258. Nauroy, J., Dubois, J., Puech, A., Poulet, D., Colliat, J., & Marsset, B. (1993). Vertical seismic profiling in offshore geotechnical boreholes. *Proc. of the 4th Canadian Marine Geotechnical Conf., St-John* , 465-476.
259. Nazarian, S., & Stokoe, K. H. (1984). In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves. *In Proceedings of the 8th world conference on earthquake engineering*, 3, pp. 31-38.
260. Nemer, T., Gomez, F., Al Haddad, S., & Tabet, C. (2008). Coseismic growth of sedimentary basins along the Yammouneh strike-slip fault (Lebanon). *Geophysical Journal International* , 175 (3), 1023-1039.
261. Nguyen, F., Garambois, S., Chardon, D., Hermitte, D., Bellier, O., & Jongmans, D. (2007). Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *Journal of Applied Geophysics* , 62 (4), 338-353.
262. Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E., & Loke, M. H. (2005). Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics* , 57 (4), 260-277.
263. Nogoshi, M., & Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2). *J. Seismol. Soc. Jpn.* , 24, 26–40.
264. Nour, A., Slimani, A., & Laouami, N. (2002). Foundation settlement statistics via finite element analysis. *Computers and Geotechnics* , 29 (8), 641–672.
265. Nour, A., Slimani, A., Laouami, N., & Afra, H. (2003). Finite element model for the probabilistic seismic response of heterogeneous soil profile. *Soil dynamics and earthquake engineering* , 23 (5), 331-348.
266. O'Neill, A. (2004). Shear wave velocity model appraisal in shallow surface wave inversion. In A. Viana de Fonseca, & P. Mayne (Ed.), *Proceedings of the ISC-2 on Geotechnical and Geophysical Site Characterization*, (pp. 539–546). Millpress, Rotterdam, Portugal.
267. Oh, S., & Sun, C.-G. (2008). Combined analysis of electrical resistivity and geotechnical SPT blow counts for the safety assessment of fill dam. *Environ Geol* , 54, 31–42.
268. Ohba, S., & Toriumi, I. (1970). Dynamic response characteristics of Osaka Plain. *Proceedings of the annual meeting AIJ (in Japanese)* .

269. Ohori, M., Nobata, A., & Wakamatsu, K. (2002). A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 92 (6), 2323-2332.
270. Ohsaki, Y., & Iwasaki, R. (1973). On dynamic shear module and Poisson's ratio of soil deposits. *Soils Foundations* , 13 (4), 61-73.
271. Ohta, T., Hara, A., Niwa, M., & Sakano, T. (1972). Elastic shear moduli as estimated from N-value. *Proceedings 7th annual convention of Japan society of soil mechanics and foundation engineering* , 265-268.
272. Ohta, Y., & Goto, N. (1978). Empirical shear wave velocity equations in terms of characteristics soil indexes. *Earthquake engineering & structural dynamics* , 6 (2), 167-187.
273. Ornberger, M., Cornou, C., & Wathelet, M. (2010). Using ambient vibrations techniques for site characterization. *Course Notes Thessaloniki, 21/02 to 28/02/2010* .
274. Paasche, H., & Tronicke, J. (2014). Nonlinear joint inversion of tomographic data using swarm intelligence. *Geophysics* , 79 (4), R133-R149.
275. Pagliaroli, A. (2006). *Studio numerico e sperimentale dei fenomeni di amplificazione sismica locale di rilievi isolati*. Roma: Ph.D. Thesis, Università di Roma "La Sapienza".
276. Pagliaroli, A., Lanzo, G., Tommasi, P., & Di Fiore, V. (2014). Dynamic characterization of soils and soft rocks of the Central Archeological Area of Rome. *Bulletin of earthquake engineering* , 12 (3), 1365-1381.
277. Pagliaroli, A., Moscatelli, M., Raspa, G., & Naso, G. (2014). Seismic microzonation of the central archaeological area of Rome: results and uncertainties. *Bull. Earthq. Eng.* , 12, 1405-1428.
278. Palacky, G. J. (1988). Resistivity characteristics of geologic targets. *Electromagnetic methods in applied geophysics* , 1, 53-129.
279. Palmer, D. (1981). An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation. *Geophysics* , 46, 1508-1518.
280. Paolucci, R., Faccioli, E., & Maggio, F. (1999). 3D response analysis of an instrumented hill Matsuzaki, Japan, by a spectral method. *Journal of Seismology* , 3, 191-209.
281. Park, C., Miller, R., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics* , 64 (3), 800-808.

282. Phoon, K. K. (2008). *Reliability-based design in geotechnical engineering: computations and applications*. CRC Press.
283. Phoon, K. K., & Kulhawy, F. H. (1996). On quantifying inherent soil variability. *Uncertainty in the Geologic Environment@ sfrom Theory to Practice, ASCE* , 326-340.
284. Phoon, K., & Kulhawy, F. (1999a). Evaluation of geotechnical property variability. *Canadian Geotechnical Journal* , 36 (4), 625-639.
285. Phoon, K., Quek, S., & An, P. (2003a). Identification of Statistically Homogeneous Soil Layers using Modified Bartlett Statistics,. *ASCE*, 129, pp. 649-659.
286. Pitilakis, K., Raptakis, D., Lontzetidis, K., Tika-Vassilikou, T., & Jongmans, D. (1999). Geotechnical and geophysical description of euro-seistest using field and laboratory tests and moderat. *Journal of Earthquake Engineering (in press)* .
287. Plassard, J. (1968). Crise séismique au Liban du IV<sup>e</sup> au VI<sup>e</sup> siècle. *Mélanges de l'Université Saint-Joseph* 44 , no. 2, 9–20.
288. Plumelle, C. (2013). *Théorie et pratique de la géotechnique*. Éditions du Moniteur. Collection Expertise technique.
289. Popescu, R. (1995). *Stochastic variability of soil properties: data analysis, digital simulation, effects on system behavior*. Princeton University.
290. Popescu, R., Deodatis, G., & Nobahar, A. (2005). Effects of random heterogeneity of soil properties on bearing capacity. *Probabilistic Engineering Mechanics* , 20 (4), 324-341.
291. Popescu, R., Prevost, J. H., Deodatis, G., & Chakraborty, P. (2006). Dynamics of nonlinear porous media with applications to soil liquefaction. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 26 (6), 648-665.
292. Popescu, R., Prevost, J., & Decodatis, G. (1997). Effects of spatial variability on soil liquefaction: some design recommendations. *Geotechnique* , 47, 1019-1036.
293. Pourmazaheri, A. (janvier 2010). Le tremblement de terre de Bam, Retour sur un triste bilan. *La Revue de TÉHÉRAN* , 50.
294. Rathje, E., Kottke, A., & Trent, W. L. (2010). Influence of input motion and site property variabilities on seismic site response analysis. *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering* , 136 (4), 607–619.
295. Rehfeldt, K. (1988). *Prediction of macrodispersivity in heterogeneous aquifers*. Massachusetts: Institute of Technology, Dept. of Civil Engineering.

296. Rehfeldt, K., Boggs, J., & Gelhar, L. (1992). Field study of dispersion in a heterogeneous aquifer 3. geostatistical analysis of hydraulic conductivity. *Water Resources Research* , 28 (12), 3309-3324.
297. Reiffsteck, P., Lossy, D., & Benoît, J. (2012). *Forages, Sondages et Essais In Situ Géotechniques—les outils pour la reconnaissance des sols et des roches*. France: Presses des Ponts.
298. Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., & Bard, P. Y. (2010). Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* , 115 (F03032), 2003–2012.
299. Renalier, F., Jongmans, D., Savvaidis, A., Wathelet, M., Endrun, B., & Cornou, C. (2010). Influence of parameterization on inversion of surface wave dispersion curves and definition of an inversion strategy for sites with a strong Vs contrast. *Geophysics* , 75 (6), B197–B209.
300. Reyna, F., & Chameau, J. L. (1991). Dilatometer based liquefaction potential of sites in the Imperial Valley. *Second International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics (1991: March 11-15; St. Louis, Missouri)*. Missouri S&T (formerly the University of Missouri--Rolla).
301. Reynolds, J. M. (1997). *An introduction to applied and environmental geophysics*,. John Wiley & Sons.
302. Roblee, C. J., Silva, W. J., Toro, G. R., & Abrahamson, N. (1996). Variability in site-specific seismic ground-motion design predictions. *In Uncertainty in the Geologic Environment@ sfrom Theory to Practice, ASCE* , 1113-1133.
303. Rodriguez, C. E., Bommer, J. J., & Chandler, R. J. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 18 (5), 325-346.
304. Russo, D. (1984). A geostatistical approach to solute transport in heterogeneous fields and its applications to salinity management. *Water Resources Research* , 20 (9), 1260-1270.
305. Russo, D., & Bresler, E. (1981). Soil hydraulic properties as stochastic processes: I. an analysis of field spatial variability. *Soil Science Society of America Journal* , 45 (4), 682.
306. Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical Journal International* , 138 (2), 479-494.
307. Sanchez-Salinero, I. (1987). *Analytical investigation of seismic methods used for engineering applications*. Ph.D. thesis, The University of Texas at Austin.

308. Sanlaville, P. (1977). Etude géomorphologique de la région littorale du Liban. *Université libanaise* , 1.
309. Schad, H., & Teutsch, G. (1995). Geostatistical analysis of hydraulic conductivity related data based on core samples from a heterogeneous fluvial aquifer. *Statistical Methods and Applications* , 4 (1), 125-140.
310. Schafmeister, M., & Pekdeger, A. (1993). Spatial structure of hydraulic conductivity in various porous media-problems and experiences. *Geostatistics Tróia '92* , 1, 733-743.
311. Seed, H., & Idriss, I. (1981). Evaluation of liquefaction potential sand deposits based on observation of performance in previous earthquakes. *ASCE National Convention, Missouri* , 81-544.
312. Senger, R., Lucia, F., Kerans, C., Ferris, M., & Fogg, C. (1992). Geostatistical/Geological Permeability Characterization of Carbonate Ramp Deposits in Sand Andres Outcrop, Algerita Escarpment, NewMexico. *Permian Basin Oil and Gas Recovery Conference* (pp. 287-301). Midland, Texas: Society of Petroleum Engineers.
313. Sharma, P. V. (1997). *Environmental and engineering geophysics*. New York: Cambridge University Press.
314. Shibata, T. (1970). Analysis of liquefaction of saturated sand during cyclic loading. *Disaster Prevention Res. Inst. Bull* , 13, 563-570.
315. Sisman, H. (1995). *An investigation on relationships between shear wave velocity, and SPT and pressuremeter test results*. Ankara: MScThesis, AnkaraUniversity, Geophysical Engineering Department.
316. Sisson, J., & Wierenga, P. (1981). Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process. *Soil Science Society of America Journal* , 45 (4), 699.
317. Smith, F. E. (1972). Spatial heterogeneity, stability, and diversity in ecosystems. *Trans. Conn. Acad. Arts Sci* , 44 (30), 335.
318. Smith, J., & Freeze, R. (1978). A stochastic analysis of steady-state groundwater flow in a bounded domain.
319. Smith, L. (1981). Spatial variability of flow parameters in a stratified sand. *Mathematical Geology* , 13 (1), 1-21.
320. Socco, L. V., & Jongmans, D. (2004). Special Issue on Seismic Surface Waves Foreword. *Near Surface Geophysics* , 2, 163-165.

321. Socco, L. V., Jongmans, D., Boiero, D., Stocco, S., Maraschini, M., Tokeshi, K., et al. (2010). Geophysical investigation of the Sandalp rock avalanche deposits. *Journal of Applied Geophysics* , 70 (4), 277-291.
322. Socco, L., & Strobbia, C. (2004). Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surf. Geophys.* , 2 (4), 165–185.
323. Socco, L., Foti, S., & Boiero, D. (2010). Surface-wave analysis for building near-surface velocity models—established approaches and new perspectives. *Geophysics* , 75 (5), A83–A102.
324. Soulié, M., Montes, P., & Silvestri, V. (1990). Modelling spatial variability of soil parameters. *Canadian Geotechnical Journal* , 27 (5), 617-630.
325. Souriau, A., Chaljub, E., Cornou, C., Margerin, L., Calvet, M., Maury, J., et al. (2011). Multimethod characterization of the French-Pyrenean valley of Bagnères-de-Bigorre for seismic-hazard evaluation: observations and models. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 101 (4), 1912-1937.
326. Spanos, P. D., & Ghanem, R. (1989). Stochastic finite element expansion for random media. *Journal of engineering mechanics, ASCE* , 115 (5), 1035-1053.
327. Spry, M., Kulhawy, F., & Grigoriu, M. (1988). *Reliability-based foundation design for transmission line structures: Geotechnical site characterization strategy*. Palo Alto, California: Electric power research institute.
328. Srivastava, A., & Babu, G. L. (2009). Effect of soil variability on the bearing capacity of clay and in slope stability problems. *Engineering Geology* , 108 (1), 142-152.
329. Srivastava, A., Babu, G. L., & Haldar, S. (2010). Influence of spatial variability of permeability property on steady state seepage flow and slope stability analysis. *Engineering Geology* , 110 (3), 93–101.
330. Stalkup, F. (1986). Permeability variation in a sandstone barrier island-tidal channel tidal delta complex, ferron sandstone (lower cretaceous). *Proceedings of SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. central utah.
331. Stamatopoulos, C. A., & Bassanou, M. (2009). Mitigation of the seismic motion near the edge of cliff-type topographies using anchors and piles. *Bulletin of Earthquake Engineering* , 71 (1), 221-253.
332. Stamatopoulos, C. A., Bassanou, M., Brennan, A. J., & Madabhushi, G. (2007). Mitigation of the seismic motion near the edge of cliff-type topographies. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* , 27 (12), 1082-1100.

333. Stokoe, K. H., Wright, S. G., Bay, J. A., & Roesset, J. M. (1994). Geophysical characterization of sites, chap. Characterization of sites by SASW method. 15-25.
334. Suchomel, R., & Mašin, D. (2010). Spatial variability of soil parameters in an analysis of strip footing using hypoplastic model. *Proceedings of 7th European conference on numerical methods in geomechanic* (pp. 383-388). Trondheim, Norway: Taylor & Francis Group, London.
335. Sudha, K., Israil, M., Mittal, S., & Rai, J. (2009). Soil characterization using electrical resistivity tomography and geotechnical investigations. *Journal of Applied Geophysics* , 67 (1), 74-79.
336. Sudicky, E. (1986). A natural gradient experiment on solute transport in a sand aquifer: Spatial variability of hydraulic conductivity and its role in the dispersion process. *Water Resources Research* , 22 (13), 2069-2082.
337. Sudret, B., & Der Kiureghian, A. (2000). *Stochastic finite element methods and reliability: a state-of-the-art report*. Department of Civil and Environmental Engineering, University of California.
338. Sykora, D. E., & Stokoe, K. H. (1983). Correlations of in-situ measurements in sands of shear wave velocity. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* , 20, 125–36.
339. Tang, W. (1979). Probabilistic Evaluation of Penetration Resistances. *J. Geotech. Engrg. Div.* , 105 (GT10), 1173-1191.
340. Telford, W. M., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge university press.
341. Thompson, E. M., Baise, L. G., & Kayen, R. E. (2007). Spatial correlation of shear-wave velocity in the San Francisco Bay Area sediments. *Soil Dynamic Earthquake Engineering* , 27 (2), 144{152.
342. Thompson, E., Baise, L., Kayen, R., & Guzina, B. (2009). Impediments to Predicting Site Response: Seismic Property Estimation and Modeling Simplifications. *Bulletin of the Seismological Society of America, BSSA* , 99, 2927-2949.
343. Thomson, W. T. (1950). Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid medium. *Journal of applied Physics* , 21 (2), 89–93.
344. Tillmann, A., Englert, A., Nyari, Z., Fejes, I., Vanderborght, J., & Vereecken, H. (2008). Characterization of subsoil heterogeneity, estimation of grain size distribution and hydraulic conductivity at the krauthausen test site using cone penetration test. *Journal of Contaminant Hydrology* , 95 (1-2), 57-75.



345. Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. in *First International Conference on Earthquake and Geotechnical Engineering* , 1333-1368.
346. Toro, G. R. (1993). *Probabilistic model of soil-profile variability*. Early Site Permit Demonstration Program: Guidelines for Determining Design Basis Ground Motions, J. F. Schneider (Editor).
347. Toro, G. R. (1995). *Probabilistic models of site velocity profiles for generic and site-specific ground-motion amplification studies*. Upton, N.Y: Brookhaven National Laboratory.
348. Touchani, & Callaud. (2003). *Cours de mécanique des sols: propriétés des sols*. ETSHER.
349. Tuglaman, K. (1975). *The stratigraphy, structure and hydrogeology of Naher El-Kaleb-Maameltien coastal area*. Thesis, American University of Beirut, Geology Department.
350. Tyler, K., Henriquez, A., & Svanes, T. (1994). Modeling heterogeneities in fluvial domains: A review of the influence on production profiles. *Stochastic Modeling and Geostatistics* , 3, 77-89.
351. Uebayashi, H. (2003). Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors. *Bulletin of the Seismological Society of America* , 93 (2), 570-582.
352. Unlu, K., Nielsen, D., & Biggar, W. (1990). Stochastic analysis of state unsaturated flow. one dimensional monte carlo simulations and comparisons with spectral perturbation analysis and field observations. *Water Resources Research* , 26 (1), 2207-2218.
353. Uzielli, M., Nadim, F., Lacasse, S., & Kaynia, A. M. (2008). A conceptual framework for quantitative estimation of physical vulnerability to landslides. *Engineering Geology* , 102 (3), 251-256.
354. Uzielli, M., Vannucchi, G., & Phoon, K. (2005). Random field characterisation of stress normalised cone penetration testing parameters. *Geotechnique* , 55 (1), 3–20.
355. Vanmarcke, E. (1977). Probabilistic modelling of soil profiles. *ASCE*, (pp. 1227-1246).
356. Vanmarcke, E. (1980). Probabilistic stability analysis of earth slopes. *Engineering Geology* , 16, 29–50.
357. Vanmarcke, E. (1983). Random fields: analysis & synthesis. *MIT Press*. Cambridge.

358. Vanmarcke, E., & Grigoriu, M. (1983). Stochastic finite element analysis of simple beams. *Journal of Engineering Mechanics* , 109 (5), 1203-1214.
359. Villavicencio, A., Breul, P., Bacconnet, C., Boissier, D., & Espinace, A. (2011). Estimation of the variability of tailings dams properties in order to perform probabilistic assessment. *Geotechnical and Geological engineering* , 29 (6), 1073-1084.
360. Walley, C. D. (1998). Some outstanding issues in the geology of Lebanon and their importance in the tectonic evolution of the Levantine region. *Tectonophysics* , 298 (1), 37-62.
361. Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic sjkcaling. *Geophys. Res. Lett.* , 35 (9).
362. Wathelet, M., Jongmans, D., Ohrnberger, M., & Bonnefoy-Claudet, S. (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over V s inversion. *J. Seismol.* , 12 (1), 1–19.
363. Webster, R., & Oliver, M. A. (1992). Sample adequately to estimate variograms of soil properties. *Journal of soil science* , 43 (1), 177-192.
364. Wickremesinghe, D., & Campanella, R. (1993). Scale of fluctuation as a descriptor of soil variability. *Proceedings of Conference on Probabilistic Methods in Geotech* (pp. 233-239). Engrg.
365. Wisén, R., Auken, E., & Dahlin, T. (2005). Combination of 1D laterally constrained inversion and 2D smooth inversion of resistivity data with a priori data from boreholes. *Near Surface Geophysics* , 3 (2), 71-78.
366. Wolff, T. F. (1996). Probabilistic slope stability in theory and practice. *Uncertainty in the Geologic Environment@sfrom Theory to Practice, ASCE* , 419-433.
367. Woodbury, A., & Sudicky, E. (1991). The geostatistical characteristics of the Borden aquifer. *Water Resources Research* , 27 (4), 533-546.
368. Wu, T. (1974). Uncertainty, safety, and decision in soil engineering. *Journal of the Geotechnical Engineering Division* , 100 (3), 329-348.
369. Wu, T. (2003). Variations in clay deposits of Chicago. In: Fenton, G.A., Vanmarcke, E.H. *Probabilistic Site Characterization at the National Geotechnical Experimentation Sites:Geotechnical Special Publication ASCE, 121*, pp. 13-28.
370. Wu, T., & El-Jandali, A. (1985). Use of time series in geotechnical data analysis. *Geotech. Test. J.* , 8 (4), 151-158.
371. Ximenez de Embun, J., & Romana, M. (1983). The Formulation of Soil Model From Penetrometer Probabilistic Information - Application to Differential

Settlement Prediction. *Proc. 4th Int. Conf. on Applications of Statistics and Probability in Soil and Struct. Engrg.* (pp. 1601-1613). Pitagora Editrice.

372. Youssef Abdel Massih, D. (2007). *Analyse du comportement des fondations superficielles filantes par des approches fiabilistes*. Thèse Université de Nantes.

373. Youssef Abdel Massih, D., & Soubra, A. H. (2010). Effet la variabilité spatiale du sol dans l'étude fiabiliste des fondations superficielles filantes. *Revue Francaise de Géotechnique* , 130, 41-50.

374. Zevgolis, I. E., & Bourdeau, P. L. (2010). Probabilistic analysis of retaining walls. *Computers and Geotechnics* , 37 (3), 359-373.

375. Zhang, J., & Ellingwood, B. (1994). Orthogonal series expansions of random fields in reliability analysis. *Journal of Engineering Mechanics, ASCE* , 120 (12), 2660-2677.

376. Zhang, L., & Chen, J. J. (2012). Effect of spatial correlation of standard penetration test (SPT) data on bearing capacity of driven piles in sand. *Canadian Geotechnical Journal* , 49 (4), 394-402.

377. Zhang, S., & Chan, L. (2003). Possible effects of misidentified mode number on Rayleigh wave inversion. *Journal of Applied Geophysics* , 53, 17-29.

378. Zhdanov, M. S. (2002). *Geophysical inverse theory and regularization problems*. New-York: Elsevier Amsterdam.

379. Zywicki, D. J. (2000). *Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves* . PhD dissertation, School of Civil and Environmental Engineering, Georgia Institute of Technology.

## ANNEXE A

### Paramètres d'acquisition et de traitement des données géophysiques

#### A.1. Profils électriques

Tableau A. 1 : Caractéristiques d'acquisition des profils électriques (configuration Wenner-Schlumberger).

Nom du profil	Orientation	Numéro d'électrode	Latitude WGS84 (N)	Longitude WGS84 (N)	Longitude UTM ZN36 (m)	Latitude UTM ZN36 (m)	Espacement (m) entre électrodes	Longueur (m)	Puissance max (Watt)	Ampérage min. (mA)	Ampérage max. (mA)
E1	N80	1	33.878514	35.528282	733842	3751563	1.5	94.5	250	50	500
		64	33.878617	35.529308	733936	3751577					
E2	N10	1	33.879687	35.528563	733865	3751694	2	126	200	50	500
		64	33.880769	35.529019	733904	3751815					
E3	N70	1	33.881449	35.527994	733807	3751888	2	126	250	50	1000
		64	33.881506	35.529291	733927	3751897					
E4	N30	1	33.881140	35.527786	733789	3751853	2	126	200	5	1000
		64	33.882010	35.528663	733868	3751952					
E5	N345	1	33.877998	35.528334	733848	3751506	1.5	94.5	250	5	500
		64	33.878846	35.528253	733838	3751599					

#### A.2. Mesure de bruit de fond sismique en réseau (sismique passive)

##### a) Paramètres d'acquisition

Tableau A. 2 : Paramètres d'acquisition des réseaux de sismique passive. Pour chaque ouverture de réseau, la géométrie d'acquisition type consiste en 7 capteurs sismologiques disposés sur un cercle et d'un capteur central.

Nom du réseau	Nombre de capteurs	Ouverture (m)	Durée (min)
A1	8	10	52
A2	8	5	35
		10	52
		25	37
A3	8	10	30
A4	8	10	45
A5	8	4	42
		10	37
A6	8	5	112
		10	53
		20	65
A7	8	4	38
		8	32
A8	8	4	39
		10	45

*b) Paramètres de traitement des techniques FK et HRFK*

Tableau A. 3 : Paramètres utilisés dans le traitement de FK avec Fmin et Fmax sont respectivement la fréquence minimale et maximale de la vitesse de phase ; Vmin et Vmax sont respectivement la vitesse minimale et maximale de la vitesse de phase.

FK							
Nom du réseau	Ouverture (m)	Longueur de la fenêtre (Nombre de cycles)	Fmin (Hz)	Fmax (Hz)	Nombre de bandes de fréquences	Vmin (m/s)	Largeur de bande (w)
A1	10	100	0.5	50	100	50	0.1
A2	5	100	0.5	40	100	100	0.1
	10	100	0.5	40	100	100	0.1
	25	100	0.5	40	100	100	0.1
A3	10	100	0.5	50	100	50	0.1
A4	10	100	0.5	50	100	50	0.1
A5	4	100	0.5	50	100	50	0.1
	10	100	0.5	50	100	50	0.1
A6	5	100	0.5	50	100	50	0.1
	10	100	0.5	50	100	50	0.1
	20	100	0.5	50	100	50	0.1
A7	4	100	0.5	50	100	50	0.1
	8	100	0.5	50	100	50	0.1
A8	4	100	0.5	50	100	50	0.1
	10	100	0.5	50	100	50	0.1

Tableau A. 4 : Paramètres utilisés dans le traitement de HRFK avec Fmin et Fmax sont respectivement la fréquence minimale et maximale de la vitesse de phase ; Vmin et Vmax sont respectivement la vitesse minimale et maximale de la vitesse de phase.

HRFK							
Nom du réseau	Ouverture (m)	Longueur de la fenêtre (Nombre de cycles)	Fmin (Hz)	Fmax (Hz)	Nombre de bandes de fréquences	Vmin (m/s)	Largeur de bande (w)
A1	10	300	1	40	100	100	0.02
A2	5	300	1	40	100	100	0.02
	10	300	1	40	100	100	0.02
	25	300	1	40	100	100	0.02
A3	10	250	0.5	50	100	50	0.02
A4	10	250	0.5	50	100	50	0.02
A5	4	250	0.5	50	100	50	0.02
	10	250	0.5	50	100	50	0.02
A6	5	250	0.5	50	100	50	0.02
	10	250	0.5	50	100	50	0.02
	20	250	0.5	50	100	50	0.02
A7	4	250	0.5	50	100	50	0.02
	8	250	0.5	50	100	50	0.02
A8	4	250	0.5	50	100	50	0.02
	10	250	0.5	50	100	50	0.02

## c) Paramètres de traitement de la méthode MSPAC

Tableau A. 5 : Paramètres de traitement pour la méthode MSPAC avec Fmin et Fmax sont respectivement la fréquence minimale et maximale de la vitesse de phase.

SPAC									
Nom du réseau	Ouverture (m)	Longueur de la fenêtre (Nombre de cycles)	Fmin (Hz)	Fmax (Hz)	Nombre de bandes de fréquences	Nombre des anneaux	Rayon minimum de l'anneau (m)	Rayon maximum de l'anneau (m)	Nombre de couples
A1	10	300	0.5	50	100	2	8.48	10.22	14
							15.43	19.84	14
A2	5	50	0.5	40	100	4	3.65	4.61	6
							4.97	5.5	8
							7.17	8.42	7
							9.45	9.94	7
							8.37	10.81	14
	10	50	0.5	40	100	3	15.05	16.31	7
							19.22	20.41	7
							24.2	31.63	7
	25	50	0.5	40	100	3	31.62	46.1	11
							49.16	67.37	8
A3	10	300	0.5	50	100	2	8.33	10.52	13
							14.55	19.86	14
A4	10	300	0.5	50	100	2	8.5	10.06	14
							15.27	19.56	14
A5	4	300	0.5	50	100	2	2.95	4.21	14
							5.73	8.11	14
	10	300	0.5	50	100	2	6.9	10.9	11
							13.5	19.83	10
A6	5	300	0.5	50	100	2	4.27	5.06	14
							7.71	9.8	14
	10	300	0.5	50	100	2	8.5	10.04	14
							15.44	19.44	14
	20	300	0.5	50	100	2	16.24	22.06	13
							30.13	40	13
A7	4	300	0.5	50	100	2	3.29	4.12	14
							6.13	8.02	13
	8	300	0.5	50	100	2	6	9.22	14
							11.55	16.08	14
A8	4	300	0.5	50	100	3	2.9	4.53	14
							5.67	6.61	5
							6.96	8.3	9
	10	300	0.5	50	100	2	8.59	10.09	14
							15.49	19.53	14

### A.3. Caractéristiques d'acquisition des profils de sismique active

Les caractéristiques instrumentales et d'acquisition sont les suivantes :

- 24 géophones horizontaux et verticaux de fréquence de coupure 4.5 Hz de type Markproducts ;
- Le poids de la masse (source) est 5 Kg ;
- L'unité d'acquisition est une Geode24 canaux produite par Geometrics ;
- La fréquence de l'échantillonnage est égale à 4000 Hz ;
- Le temps de pré-déclenchement est de 0.1 seconde ;
- La durée d'enregistrement est de 2 secondes.



Tableau A. 6 : Géométrie d'acquisition des profils de sismique active et caractéristiques des courbes de dispersion mesurées. Avec Fmin et Fmax sont respectivement la fréquence minimale et maximale de la vitesse de phase ; Vmin et Vmax sont respectivement la vitesse minimale et maximale de la vitesse de phase.  $\lambda_{min}$  et  $\lambda_{max}$  sont respectivement la longueur d'onde minimale et maximale de la vitesse de phase.

Profil	Longueur (m)	Déport de la source verticale (m)	Déport de la source horizontale (m)	Onde Rayleigh						Commentaires
				Fmin (Hz)	Fmax (Hz)	Vmin (m/s)	Vmax (m/s)	$\lambda_{min}$ (m)	$\lambda_{max}$ (m)	
S01	46	-2	-2	25	46.6	286	329	6.13	11.8	
		-10	23							
		23	48							
		48	—							
S02	34,5	-2	-2	36.6	110.1	219	259	2.1	7.08	
		17,25	17,25							
		46,5	46,5							
S03	34,5	-2	-2	—	—	—	—	—	—	Signaux sismiques perturbés à cause de la présence du cavité
		17,25	17,25							
		36,5	36,5							
S04	34,5	-1	-1	—	—	—	—	—	—	Signaux sismiques perturbés à cause de la présence du cavité
		17,25	17,25							
		36,5	36,5							
S05	34,5	-3	-3	26	96	208	242	2.5	6.6	Seuls les signaux sismiques obtenus avec un déport de source de -3 m ont été utilisés, les signaux sismiques obtenus aux autres déports de source étant de mauvaise qualité
		17,25	17,25							
		37,5	37,5							
S06	34,5	-3	-3	31.2	97.7	226.8	239.5	2.44	7.56	
		17,25	17,25							
		37,5	37,5							
S07	34,5	-1	-1	34.3	75	215.7	228.4	3.04	6.5	
		17,25	17,25							
		36,5	36,5							
S08	24	-3	-3	20.11	94.12	153.8	323.8	3.38	7.82	
		11,5	11,5							
		27	27							
S09	34,5	-2	-2	25.62	92	226.2	266.94	2.9	8.83	
		17,25	17,25							
		36,5	36,5							
S10	34,5	-2	-2	20	78	228.9	248.7	3.04	11.59	
		17,25	17,25							
		36,5	36,5							
S11	34,5	-2	-2	24.85	97.01	213.79	252.78	2.33	10.04	
S12	34,5	-2	-2	19.97	94.12	179.75	210.06	1.95	10.21	
		33,7	33,7							
S13	34,5	-2	-2	19.51	88.59	185.77	226.2	2.13	10.95	
		14,25	14,25							
		37,5	37,5							
S14	46	-2	-2	—	—	—	—	—	—	Signaux sismiques perturbés à cause de la géologie 2D
		14,25	14,25							
		37,5	37,5							
S15	46	-2	—	—	—	—	—	—	—	Signaux sismiques perturbés à cause de la géologie 2D
S16	46	-2	—	19.66	70.83	195.61	213.70	27,618.00	108,527.00	
		-8								
		23								
		48								
		54								
S17	46	-2	-2	16.77	77.95	250.75	279.40	3.57	14.94	
		9	23							
		23	48							
		48	—							
		55	—							

Tableau A. 7 : Vitesses de propagation des ondes P et des ondes S et épaisseurs des différentes couches rencontrées.

Profil	Couche	Ondes P			Ondes SH		
		Épaisseur (m)	Vitesse (m/s)	Commentaires	Épaisseur (m)	Vitesse (m/s)	Commentaires
S01	1	2 - 5	430 - 530		2 - 4	270 - 350	
	2	—	850 - 1300		—	490 - 650	
S02	1	2 - 6	450 - 550		—	—	Difficile à pointer
	2	—	600 - 1230				
S03	1	1.5 - 5	500 - 900		—	—	Variabilité latérale vers la moitié du profil
	2	—	860 - 1160				
S04	1	1 - 5	500 - 750		—	—	Difficile à pointer
	2	—	950 - 1250				
S05	1	1.5 - 8.5	450 - 520		—	—	Difficile à pointer
	2	—	1000 - 1700				
S06	1	2.5 - 4.5	360 - 480		1 - 3	330 - 400	
	2	—	790 - 970		—	550 - 570	
S07	1	1.5 - 8	510 - 600		—	—	Difficile à pointer
	2	—	750 - 1950				
S08	—	—	—	Difficile à pointer	—	—	Difficile à pointer
S09	—	—	—	Difficile à pointer	—	—	Difficile à pointer
S10	1	5 - 9	530 - 630		—	—	Difficile à pointer
	2	—	550 - 990				
S11	1	4 - 5	460 - 680		—	—	Difficile à pointer
	2	—	830 - 1600				
S12	1	6 - 7	480		—	—	Difficile à pointer
	2	—	1550-2050				
S13	1	2 - 5	440 - 530		—	—	Difficile à pointer
	2	—	770 - 1150				
S14	1	5.5 - 6	490 - 700		—	—	Difficile à pointer
	2	—	1300 - 1660				
S15	—	—	—	Difficile à pointer	—	—	Difficile à pointer
S16	—	—	—	Difficile à pointer	—	—	Difficile à pointer
S17	—	—	—	Difficile à pointer	—	—	Difficile à pointer

## A.4. Mesures H/V

Tableau A. 8: Localisation des points H/V avec la fréquence ou période de résonance pointée et l'amplitude de la courbe H/V à la fréquence de résonance.

Nom du Point	Longitude UTM ZN36 (m)	Latitude UTM ZN36 (m)	Fréquence de résonance (Hz)	Amplitude	Periode de résonance (s)
111026_1021,006	733791	3751885	1.9	3.3	0.5
111026_1046,100	733779	3751894	2.5	4.3	0.4
111026_1059,101	733771	3751880	2.2	3.0	0.5
111026_1114,102	733786	3751906	2.4	5.6	0.4
111026_1125,103	733772	3751856	2.7	2.9	0.4
111026_1147,104	733794	3751840	4.2	3.3	0.2
111026_1156,105	733786	3751817	4.5	2.7	0.2
111026_1220,106	733779	3751793	4.5	2.0	0.2
111026_1229,107	733773	3751811	4.5	2.5	0.2
111026_1247,108	733799	3751806	4.5	2.2	0.2
111026_1300,109	733794	3751784	3.5	2.4	0.3
111026_1435,110	733812	3751846	4.5	3.3	0.2
111026_1440,111	733820	3751875	3.1	2.9	0.3
111026_1505,112	733799	3751903	2.3	4.8	0.4
111026_1548,114	733801	3751916	1.8	4.7	0.5
111026_1555,115	733854	3751964	1.8	4.9	0.5
111027_1313,116	733887	3751987	2.4	6.5	0.4
111027_1513,117	733789	3751692	1.9	4.1	0.5
111027_1529,118	733796	3751720	2.0	3.7	0.5
111027_1541,119	733820	3751802	4.5	2.6	0.2
111027_1611,121	733812	3751774	4.5	2.8	0.2
111027_1639,122	733825	3751825	3.4	2.4	0.3
111027_1641,120	733840	3751816	2.0	2.3	0.5
111027_1706,123	733803	3751746	2.7	3.8	0.4
111027_1719,124	733779	3751662	2.3	4.3	0.4
111028_0937,125	733891	3751833	1.6	5.1	0.6
111028_0943,126	733868	3751715	1.6	6.0	0.6
111028_1019,127	733755	3751881	2.7	2.5	0.4
111028_1032,128	733742	3751887	2.7	3.1	0.4
111028_1109,130	733750	3751826	5.4	1.9	0.2
111028_1115,129	733736	3751798	3.4	2.1	0.3
111028_1154,131	733923	3751737	1.5	5.4	0.7
111028_1156,132	733919	3751781	1.6	5.1	0.6
111028_1244,133	733940	3751953	1.5	4.7	0.7
111028_1246,134	733920	3751912	1.6	4.3	0.6
B062	733680	3752278	50.0	4.3	0.0
B063	733573	3752111	50.0	2.1	0.0
B064	733996	3752154	1.5	4.7	0.7
B073	734532	3752167	3.1	2.1	0.3
B074	734273	3752160	3.1	4.2	0.3
B075	734309	3751862	3.4	7.2	0.3
B076	734234	3751890	3.9	4.6	0.3
B079	734461	3751309	45.6	2.5	0.0
B080	734317	3751140	3.9	3.1	0.3
B110	734175	3751038	2.8	2.1	0.4
B121	734092	3751268	1.8	2.8	0.5
B124	733923	3751719	2.4	5.5	0.4

Nom du Point	Longitude UTM ZN36 (m)	Latitude UTM ZN36 (m)	Fréquence de résonnance (Hz)	Amplitude	Periode de résonnance (s)
B125	733562	3751344	1.1	4.2	0.9
B132	733666	3751624	4.5	3.5	0.2
B133	733549	3751521	6.8	2.1	0.1
B134	733534	3751732	3.5	3.1	0.3
B135	733344	3751927	50.0	0.6	0.0
B136	733181	3751778	5.4	1.6	0.2
B138	733251	3751418	0.9	3.2	1.1
C01	733918	3751897	1.5	7.3	0.7
C013	734209.281	3751759.269	2.1	3.0	0.5
C014	734302.887	3751717.183	3.6	3.2	0.3
C015	734389.68	3751662.389	50.0	1.0	0.0
C016	734556.23	3751579.155	50.0	1.0	0.0
C017	734049.045	3751500.056	1.5	3.7	0.7
C018	733655.872	3751301.705	0.9	3.3	1.1
C019	734077.263	3752233.249	1.5	8.8	0.7
C02	733963	3751975	1.5	4.7	0.7
C03	733969	3752120	1.5	4.9	0.7
C04	733888	3752040	2.3	4.0	0.4
C05	733733	3751925	2.5	2.2	0.4
C06	733719	3751747	4.1	2.5	0.2
C07	733649	3751590	3.4	3.6	0.3
C08	733747	3751726	1.6	3.6	0.6
C09	733768	3751637	1.8	6.2	0.5
C11	733994	3751865	1.5	6.5	0.7
C12	734069	3751811	1.5	4.5	0.7
C20	733780	3751804	3.5	2.4	0.3
E001	733867.43	3752105.109	1.3	6.1	0.8
NE_A1317_S01_A01	733648	3751090	1.4	5.4	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST01	733880.86	3751593.7	1.2	4.7	0.9
SITE_10_ARRAY01_ST02	733863.04	3751602.4	1.5	3.9	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST03	733871	3751605.9	1.5	3.9	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST04	733866.56	3751587	1.5	3.6	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST05	733875.05	3751587	1.5	3.8	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST08	733879.04	3751602	1.5	4.1	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST10	733871	3751596	1.5	3.8	0.7
SITE_10_ARRAY01_ST20	733861.17	3751594	1.5	3.9	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST01	733924.13	3751554.1	1.5	4.5	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST02	733929.95	3751558.3	1.5	4.8	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST03	733920.48	3751556.9	1.5	4.8	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST04	733920.4	3751561	1.5	5.0	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST05	733928.19	3751555.1	1.5	4.7	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST08	733928.52	3751562.6	1.5	5.0	0.7
SITE_11_ARRAY01_ST20	733925	3751564	1.5	4.7	0.7
SITE_11_ARRAY02_ST01	733934.85	3751556.8	1.3	4.9	0.8
SITE_11_ARRAY02_ST02	733917.76	3751565.6	1.3	4.7	0.8
SITE_11_ARRAY02_ST03	733925.01	3751569.8	1.3	4.6	0.8
SITE_11_ARRAY02_ST04	733920.36	3751550.2	1.3	5.3	0.8

Nom du Point	Longitude UTM ZN36 (m)	Latitude UTM ZN36 (m)	Fréquence de résonance (Hz)	Amplitude	Periode de résonance (s)
SITE_11_ARRAY02_ST05	733929.08	3751549.8	1.3	5.5	0.8
SITE_11_ARRAY02_ST08	733932.81	3751565.1	1.3	4.7	0.8
SITE_11_ARRAY02_ST20	733915.15	3751557.3	1.3	4.4	0.8
SITE_11_ARRAY03_ST01	733918	3751519	2.3	3.2	0.4
SITE_11_ARRAY03_ST02	733955	3751540	1.4	5.2	0.7
SITE_11_ARRAY03_ST03	733906	3751544	1.5	4.5	0.7
SITE_11_ARRAY03_ST04	733907	3751560	1.4	5.2	0.7
SITE_11_ARRAY03_ST05	733945	3751527	1.4	4.7	0.7
SITE_11_ARRAY03_ST08	733948	3751573	1.4	5.5	0.7
SITE_11_ARRAY03_ST10	733925	3751559	1.4	5.2	0.7
SITE_11_ARRAY03_ST20	733925	3751586	1.4	5.4	0.7
SITE_12_ARRAY01_ST01	733894.94	3751752.3	1.6	5.8	0.6
SITE_12_ARRAY01_ST02	733879.96	3751764.2	1.6	4.7	0.6
SITE_12_ARRAY01_ST03	733899.23	3751760	1.6	6.0	0.6
SITE_12_ARRAY01_ST04	733885.79	3751769.1	1.6	5.4	0.6
SITE_12_ARRAY01_ST08	733886.09	3751749.9	1.6	5.7	0.6
SITE_12_ARRAY01_ST10	733889	3751760	1.6	5.4	0.6
SITE_12_ARRAY01_ST20	733880.1	3751755.7	1.6	5.4	0.6
SITE_13_ARRAY01_ST01	733898.2	3751863.7	1.5	4.0	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST02	733910.25	3751879.1	1.5	4.3	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST03	733906	3751860.3	1.5	4.6	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST04	733915.59	3751872.2	1.5	4.1	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST07	733913.92	3751863.8	1.5	3.2	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST08	733896.18	3751872	1.5	4.6	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST10	733906	3751870	1.5	4.0	0.7
SITE_13_ARRAY01_ST20	733901.64	3751879	1.5	4.7	0.7
SITE_14_ARRAY01_ST01	733862.3674	3751935.596	1.9	5.3	0.5
SITE_14_ARRAY01_ST02	733855.8484	3751942.891	1.9	5.6	0.5
SITE_14_ARRAY01_ST03	733864.8896	3751939.138	1.9	5.7	0.5
SITE_14_ARRAY01_ST04	733859.7591	3751945.026	1.9	5.5	0.5
SITE_14_ARRAY01_ST05	733863.7404	3751943.381	1.9	5.9	0.5
SITE_14_ARRAY01_ST08	733858.0287	3751935.488	1.9	5.6	0.5
SITE_14_ARRAY01_ST20	733855.1574	3751938.658	2.0	6.0	0.5
SITE_14_ARRAY02_ST01	733861.27	3751931.4	1.6	5.5	0.6
SITE_14_ARRAY02_ST02	733852.68	3751948.7	2.0	4.7	0.5
SITE_14_ARRAY02_ST03	733867.9	3751936.9	1.6	5.5	0.6
SITE_14_ARRAY02_ST04	733861.14	3751950.8	2.0	5.5	0.5
SITE_14_ARRAY02_ST08	733852.9	3751933.2	1.6	5.3	0.6
SITE_14_ARRAY02_ST20	733849.08	3751940.9	2.1	5.7	0.5
SITE_14_ARRAY03_ST01	733866.7938	3751921.189	1.5	4.2	0.7
SITE_14_ARRAY03_ST02	733841.4108	3751947.465	1.2	3.8	0.8
SITE_14_ARRAY03_ST03	733879.0116	3751933.823	1.5	5.4	0.7
SITE_14_ARRAY03_ST04	733859.5116	3751960.073	1.8	5.4	0.5
SITE_14_ARRAY03_ST05	733876.5357	3751951.108	0.9	5.4	1.1
SITE_14_ARRAY03_ST08	733848.9103	3751922.7	2.1	6.0	0.5
SITE_14_ARRAY03_ST10	733860	3751940	2.0	5.5	0.5

Nom du Point	Longitude UTM ZN36 (m)	Latitude UTM ZN36 (m)	Fréquence de résonance (Hz)	Amplitude	Periode de résonance (s)
SITE_14_ARRAY03_ST20	733840.5623	3751936.64	1.9	4.8	0.5
SITE_15_ARRAY01_ST01	733802.4194	3751853.1	3.7	3.8	0.3
SITE_15_ARRAY01_ST02	733800.8784	3751861.248	3.5	4.1	0.3
SITE_15_ARRAY01_ST03	733797.6055	3751859.116	3.5	4.0	0.3
SITE_15_ARRAY01_ST04	733804.0117	3751859.927	3.5	4.4	0.3
SITE_15_ARRAY01_ST05	733799.52	3751853.176	2.4	3.8	0.4
SITE_15_ARRAY01_ST08	733805.0445	3751856.79	3.5	4.3	0.3
SITE_15_ARRAY01_ST20	733797.1984	3751855.336	3.5	4.0	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST01	733793.0245	3751865.7	3.5	5.1	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST02	733811.8461	3751870.48	3.5	4.0	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST03	733797.0112	3751858.054	3.7	3.9	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST04	733812.0283	3751861.889	3.5	4.6	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST08	733796.6107	3751873.614	3.4	3.4	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST10	733803	3751866	3.5	4.0	0.3
SITE_15_ARRAY02_ST20	733805.0472	3751875.747	3.4	3.1	0.3
SITE_16_ARRAY01_ST01	733798	3751915	4.9	5.7	0.2
SITE_16_ARRAY01_ST02	733911	3751867	1.6	6.6	0.6
SITE_16_ARRAY01_ST03	733797	3751859	3.7	3.7	0.3
SITE_16_ARRAY01_ST04	733873	3751846	1.6	3.9	0.6
SITE_16_ARRAY01_ST08	733862	3751932	1.6	5.2	0.6
SITE_16_ARRAY01_ST10	733841	3751888	1.9	3.3	0.5
SITE_16_ARRAY01_ST20	733891	3751904	1.6	5.2	0.6
SITE_17_ARRAY01_ST01	733838.9111	3751893.552	1.4	3.3	0.7
SITE_17_ARRAY01_ST02	733833.61	3751899.174	2.0	3.4	0.5
SITE_17_ARRAY01_ST03	733841.0098	3751896.094	1.9	3.4	0.5
SITE_17_ARRAY01_ST04	733836.4944	3751900.993	1.9	3.2	0.5
SITE_17_ARRAY01_ST05	733840.0508	3751899.509	2.0	5.5	0.5
SITE_17_ARRAY01_ST08	733835.6114	3751893.185	1.4	3.2	0.7
SITE_17_ARRAY01_ST10	733837	3751897	1.9	3.7	0.5
SITE_17_ARRAY01_ST20	733833.0879	3751895.797	1.9	4.9	0.5
SITE_17_ARRAY02_ST01	733843.5884	3751894.574	1.3	3.5	0.8
SITE_17_ARRAY02_ST02	733835.3981	3751885.273	1.9	3.4	0.5
SITE_17_ARRAY02_ST03	733827.982	3751890.742	1.9	3.9	0.5
SITE_17_ARRAY02_ST04	733828.5124	3751896.718	1.9	4.1	0.5
SITE_17_ARRAY02_ST05	733841.7836	3751888.147	1.3	3.3	0.8
SITE_17_ARRAY02_ST08	733840.2846	3751899.637	2.2	3.5	0.5
SITE_17_ARRAY02_ST20	733833.2505	3751901.022	1.9	4.0	0.5
SITE_18_ARRAY01_ST01	733893.5507	3751900.05	1.3	4.3	0.8
SITE_18_ARRAY01_ST02	733885.8163	3751897.631	1.5	3.9	0.7
SITE_18_ARRAY01_ST03	733893.8488	3751897.112	1.3	4.2	0.8
SITE_18_ARRAY01_ST04	733891.3187	3751894.277	1.3	4.0	0.8
SITE_18_ARRAY01_ST05	733887.9213	3751894.466	1.4	3.9	0.7
SITE_18_ARRAY01_ST08	733890.7948	3751901.971	1.5	4.0	0.7
SITE_18_ARRAY01_ST20	733887.189	3751901.121	1.5	3.9	0.7
SITE_18_ARRAY02_ST01	733900.0616	3751898.88	1.3	4.5	0.8
SITE_18_ARRAY02_ST02	733881.3737	3751892.942	1.6	4.1	0.6
SITE_18_ARRAY02_ST03	733896.5905	3751905.653	1.9	4.5	0.5
SITE_18_ARRAY02_ST05	733880.3404	3751900.169	1.3	4.6	0.8
SITE_18_ARRAY02_ST08	733898.176	3751892.242	1.3	4.5	0.8
SITE_18_ARRAY02_ST10	733890	3751898	1.6	4.5	0.6
SITE_18_ARRAY02_ST20	733891.1209	3751888.063	1.5	4.6	0.7

## A.5. Les paramètres d'acquisition du down-hole

**Tableau A. 9:** Paramètres d'acquisition des mesures en ondes S en forage.

Forage	Profondeur du 1 <sup>er</sup> géophone (m)	Profondeur du dernier géophone (m)	Fréquence d'échantillonnage (Hz)	Durée (s)	Déport de la source (m)
BH01	4.162	20.3	4000	2	2 m
BH02	2.162	20.8	4000	2	1.55 m
BH03	2.162	20.4	4000	2	1.45 m
BH04	2.162	19.8	4000	2	1 m



## ANNEXE B

### Forages géotechniques

#### B.1. SPT de tous les forages

Figure B. 1: Profils *SPT* avec la description géologique des forages dans la zone d'étude. Les symboles de classification des sols USCS sont indiqués lorsque des échantillons de carottes sont analysés dans le laboratoire (CL, argile de faible plasticité; SC, sable argileux; SM, sable limoneux; SW, sable bien gradué; GW, gravier bien gradué; GP, gravier mal gradué). La classification des sols selon le système USCS est indiquée au Tableau B. 1.

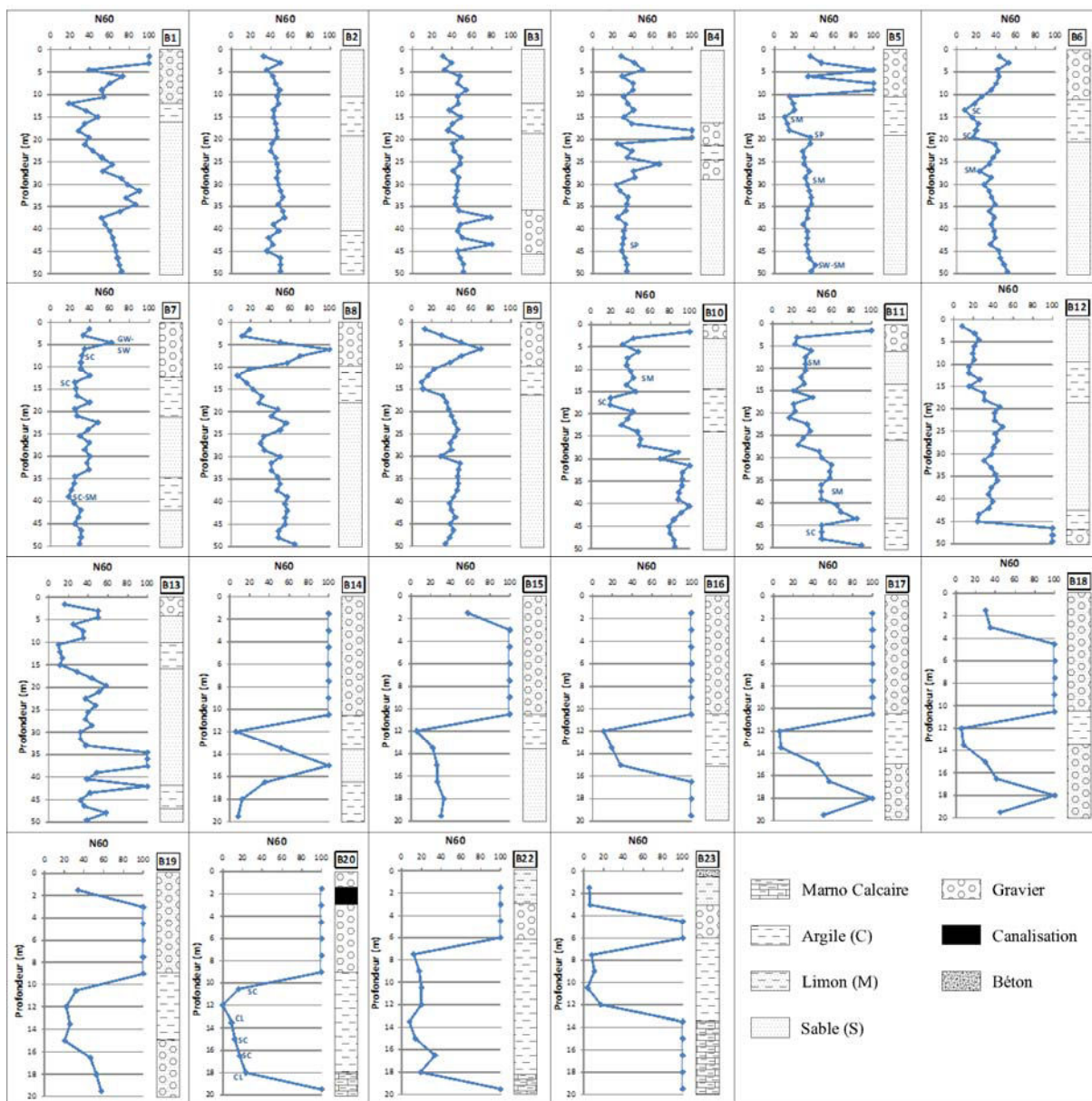


Tableau B. 1: Tableau de la classification du sol selon le système USCS (Unified Soil Classification System).

Criteria for assigning group symbols				Group symbol
Coarse-grained soils More than 50% of retained on No. 200 sieve	<b>Gravels</b> More than 50% of coarse fraction retained on No. 4 sieve	Clean Gravels Less than 5% fines <sup>a</sup>	$C_u \geq 4$ and $1 \leq C_c \leq 3^c$ $C_u < 4$ and/or $1 > C_c > 3^c$	GW GP
		Gravels with Fines More than 12% fines <sup>a,d</sup>	$PI < 4$ or plots below "A" line (Figure 5.3) $PI > 7$ and plots on or above "A" line (Figure 5.3)	GM GC
	<b>Sands</b> 50% or more of coarse fraction passes No. 4 sieve	Clean Sands Less than 5% fines <sup>b</sup>	$C_u \geq 6$ and $1 \leq C_c \leq 3^c$ $C_u < 6$ and/or $1 > C_c > 3^c$	SW SP
		Sands with Fines More than 12% fines <sup>b,d</sup>	$PI < 4$ or plots below "A" line (Figure 5.3) $PI > 7$ and plots on or above "A" line (Figure 5.3)	SM SC
Fine-grained soils 50% or more passes No. 200 sieve	<b>Silts and clays</b> Liquid limit less than 50	Inorganic	$PI > 7$ and plots on or above "A" line (Figure 5.3) <sup>e</sup> $PI < 4$ or plots below "A" line (Figure 5.3) <sup>e</sup>	CL ML
		Organic	Liquid limit — oven dried Liquid limit — not dried $< 0.75$ ; see Figure 5.3; OL zone	OL
	<b>Silts and clays</b> Liquid limit 50 or more	Inorganic	$PI$ plots on or above "A" line (Figure 5.3) $PI$ plots below "A" line (Figure 5.3)	CH MH
		Organic	Liquid limit — oven dried Liquid limit — not dried $< 0.75$ ; see Figure 5.3; OH zone	OH
	Highly Organic Soils	Primarily organic matter, dark in color, and organic odor		Pt

<sup>a</sup>Gravels with 5 to 12% fine require dual symbols: GW-GM, GW-GC, GP-GM, GP-GC.<sup>b</sup>Sands with 5 to 12% fines require dual symbols: SW-SM, SW-SC, SP-SM, SP-SC.

$$^c C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}; \quad C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{60} \times D_{10}}$$

<sup>d</sup>If  $4 \leq PI \leq 7$  and plots in the hatched area, use dual symbol GC-GM or SC-SM.<sup>e</sup>If  $4 \leq PI \leq 7$  and plots in the hatched area, use dual symbol CL-ML.

## ANNEXE C

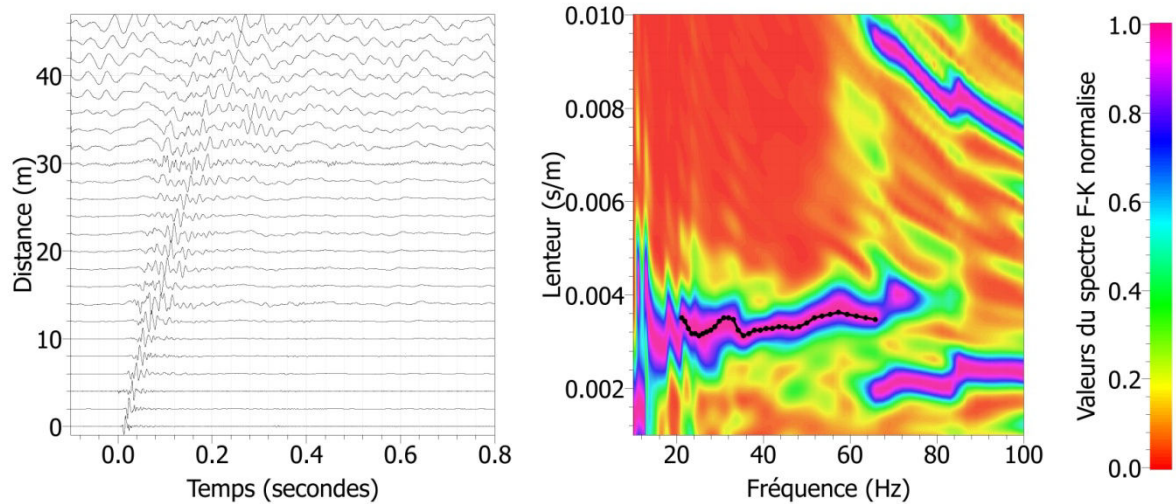
### Sections sismiques (composante verticale) et images de dispersion

#### PROFIL 01

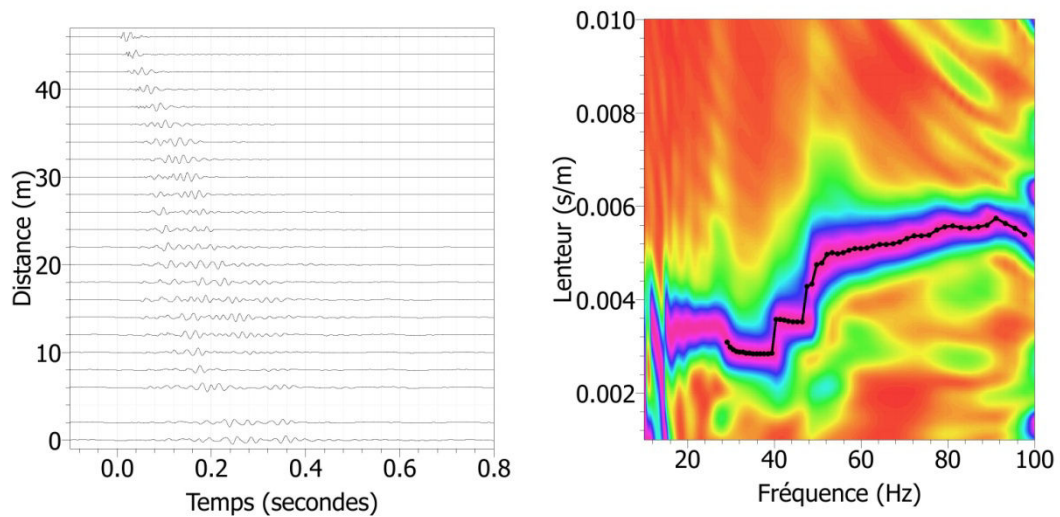
Longueur du profil = 46 m

Espacement inter-géophone = 2 m

- a) Tir de déport -2m par rapport à la position au géophone situé à X = 0 m.  
Composante verticale



- b) Tir de déport +48 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0 m.  
Composante verticale



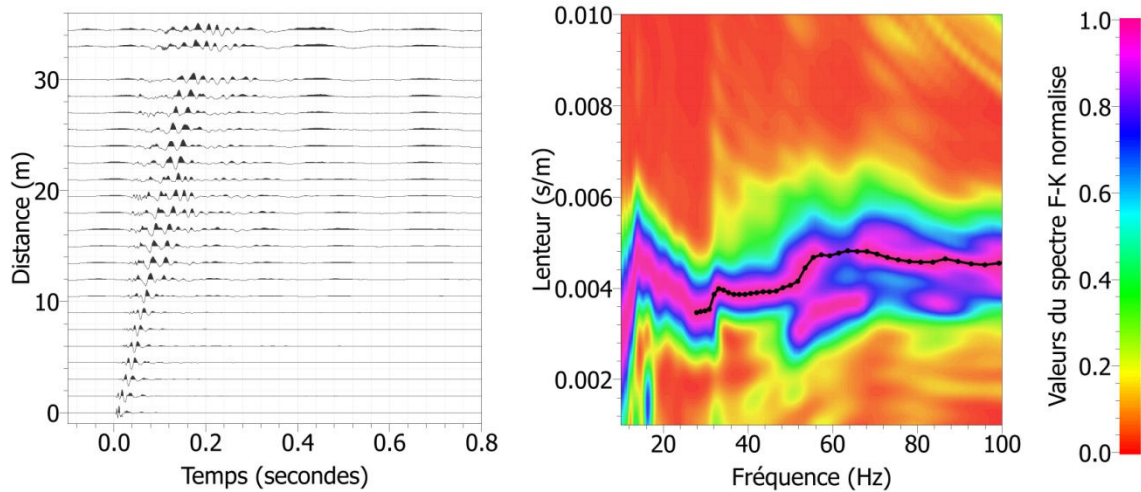


## PROFIL 02

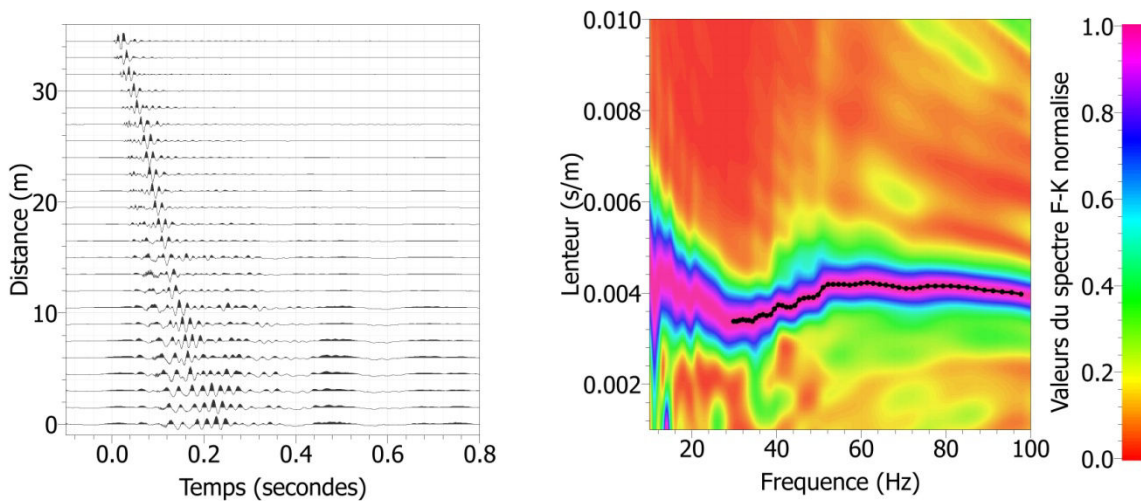
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5m

- a) Tir de départ -2m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

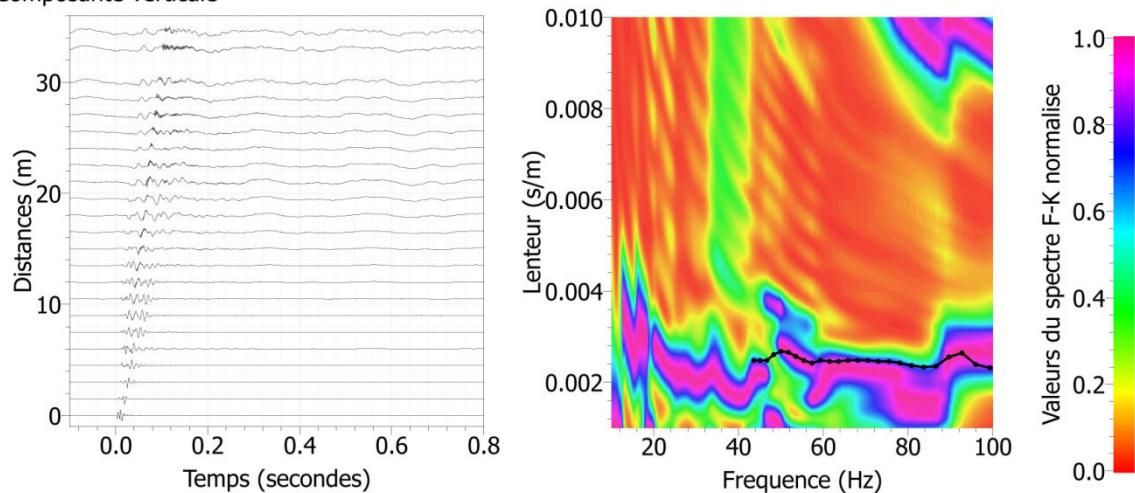


## PROFIL 03

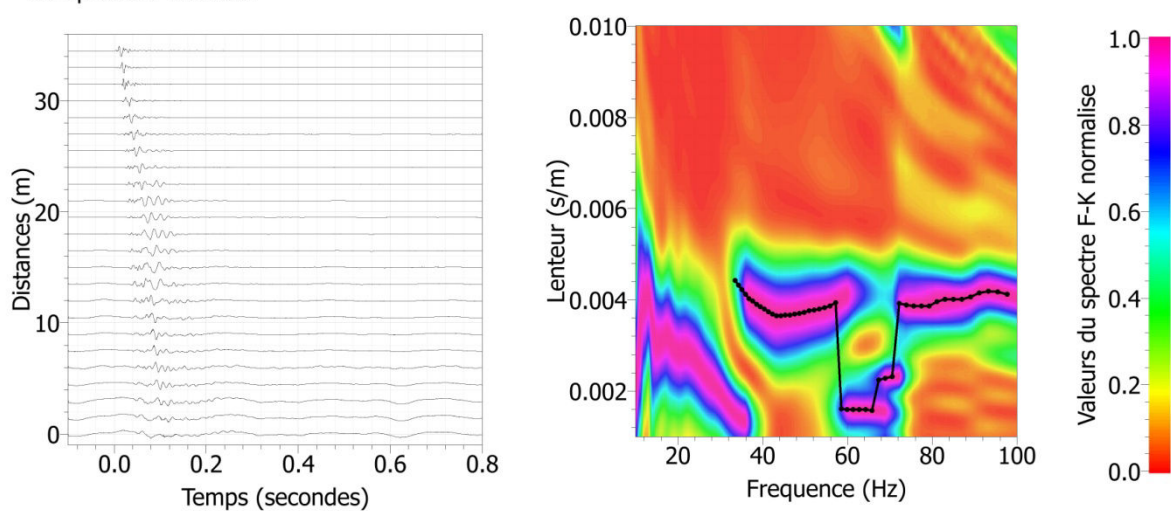
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5m

- a) Tir de départ -2m par rapport à la position au géophone situé à  $X = 0\text{m}$ .  
Composante verticale



- b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à  $X = 0\text{m}$ .  
Composante verticale

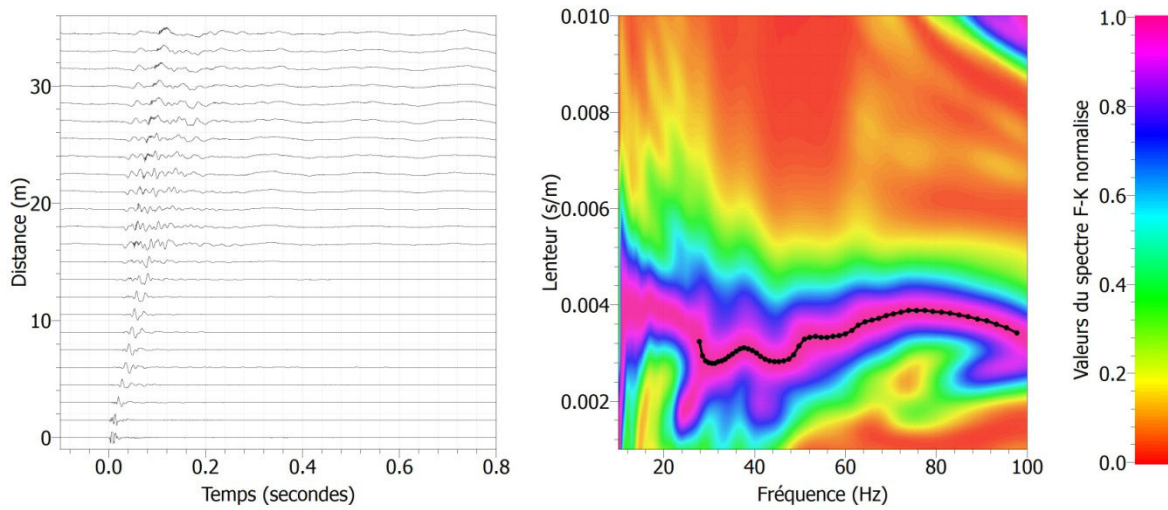


## PROFIL 04

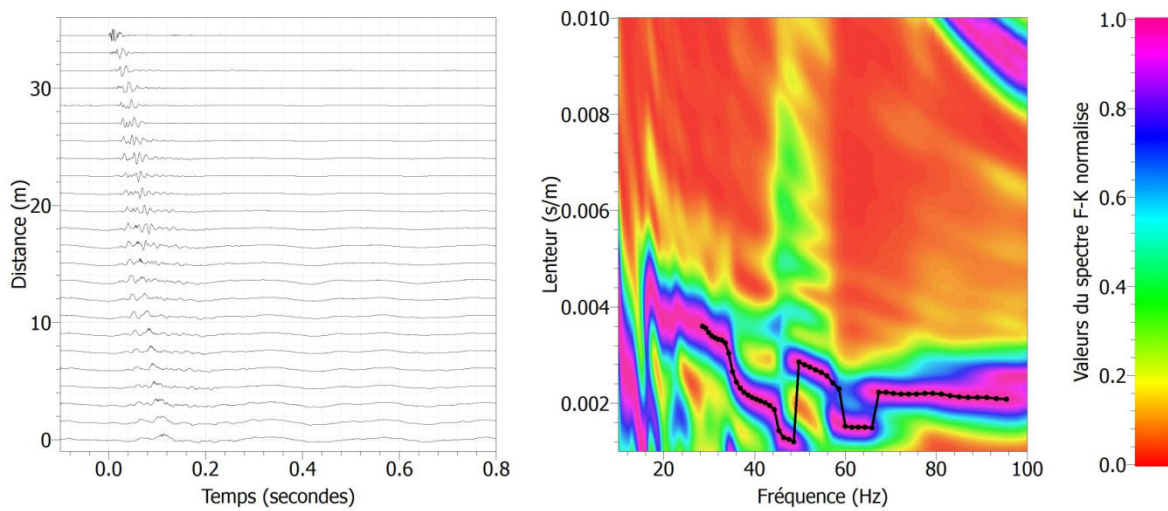
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5m

- a) Tir de départ -1 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0 m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

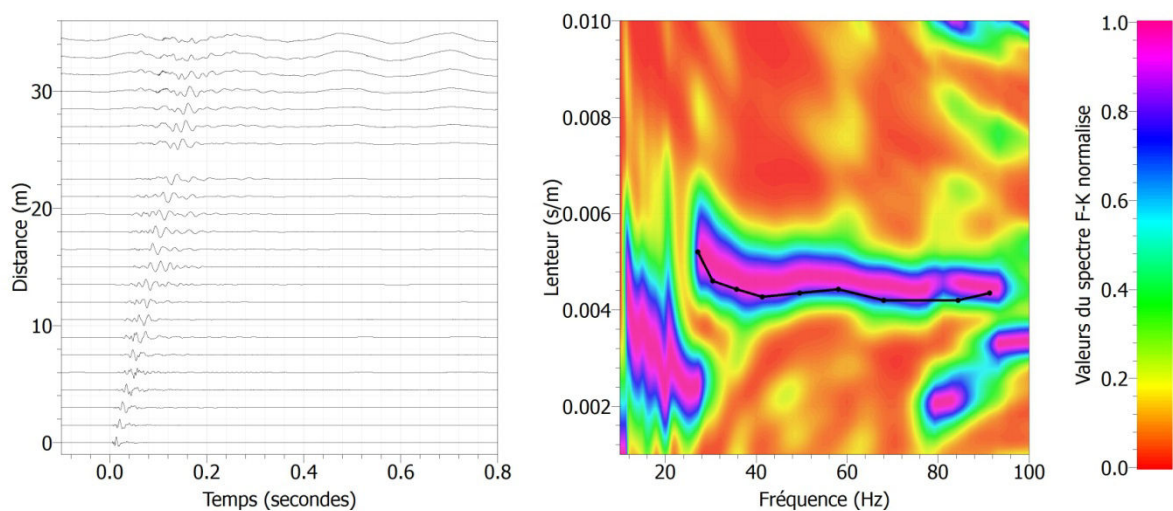


## PROFIL 05

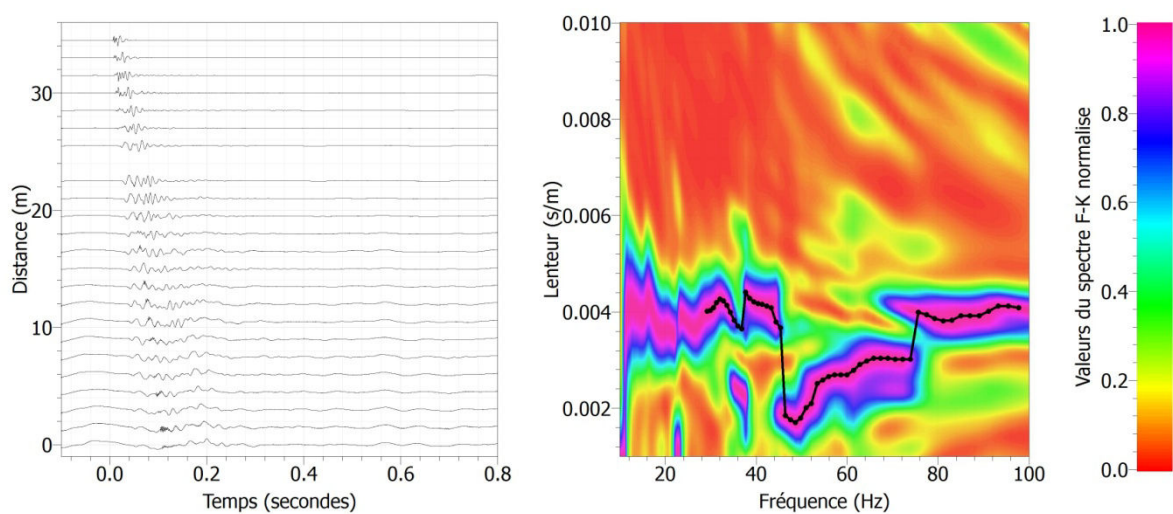
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5m

a) Tir de départ -3 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0 m.  
Composante verticale



b) Tir de départ +37.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



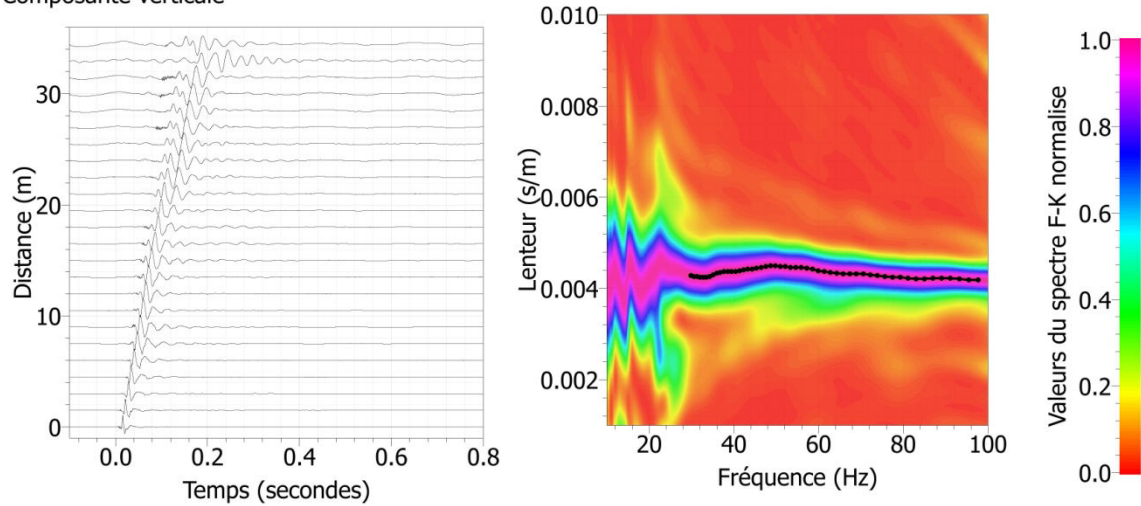


## PROFIL 06

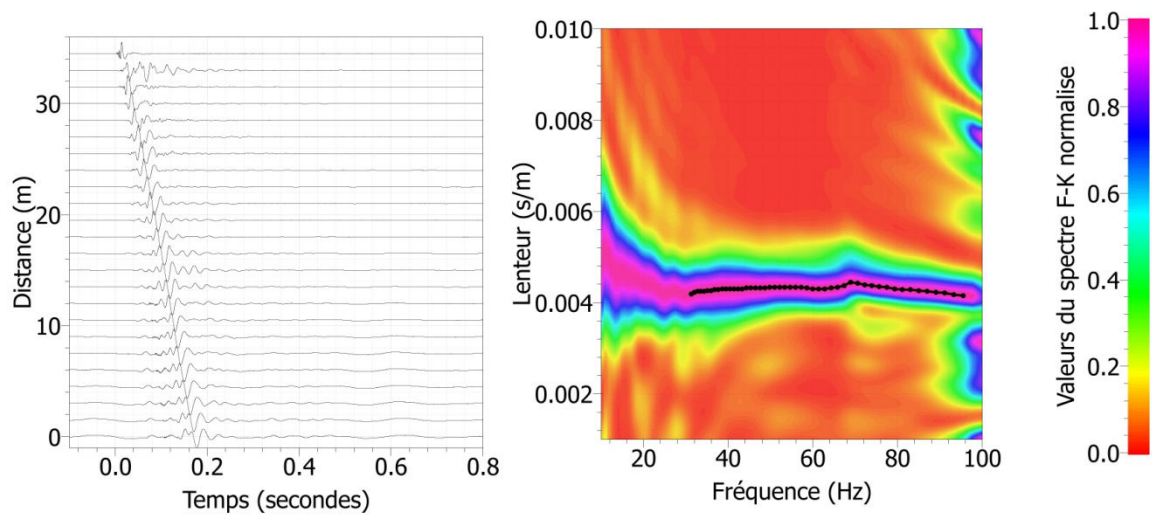
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5m

- a) Tir de départ -3 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +37.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

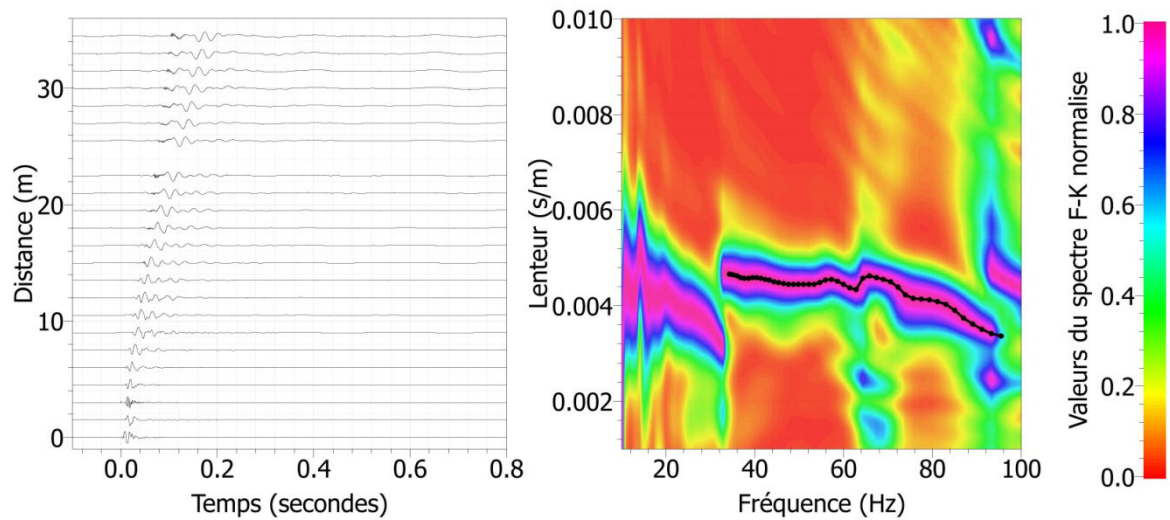


## PROFIL 07

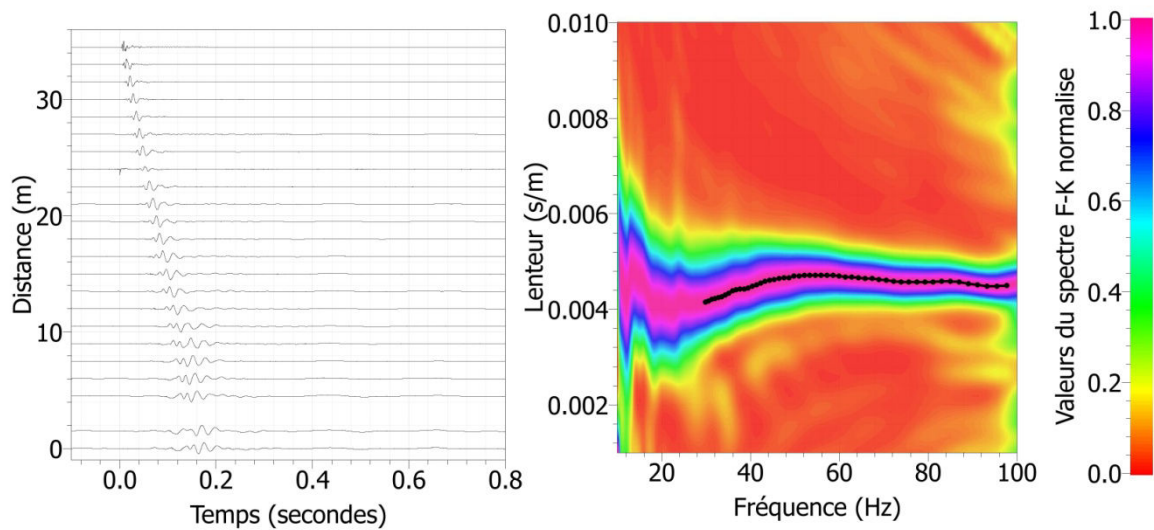
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5m

- a) Tir de départ -1 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

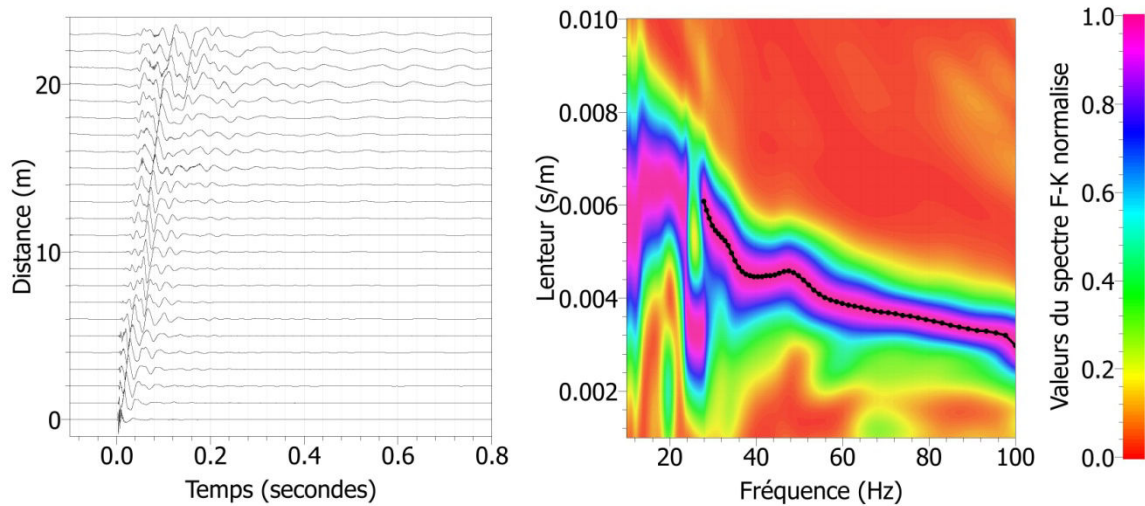


## PROFIL 08

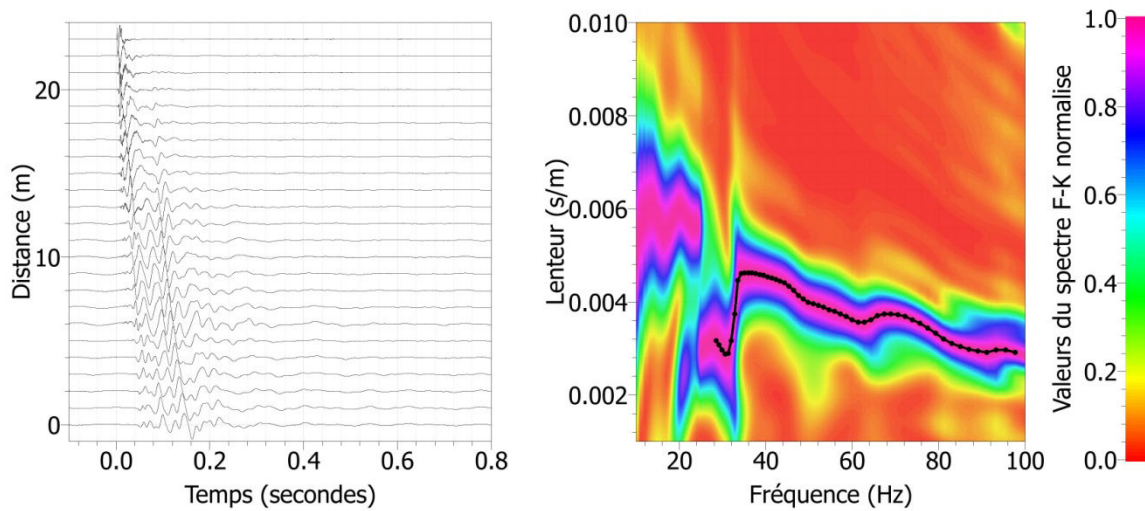
Longueur du profil = 24 m

Espacement inter-géophone = 1 m

a) Tir de départ -3 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



b) Tir de départ +27 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

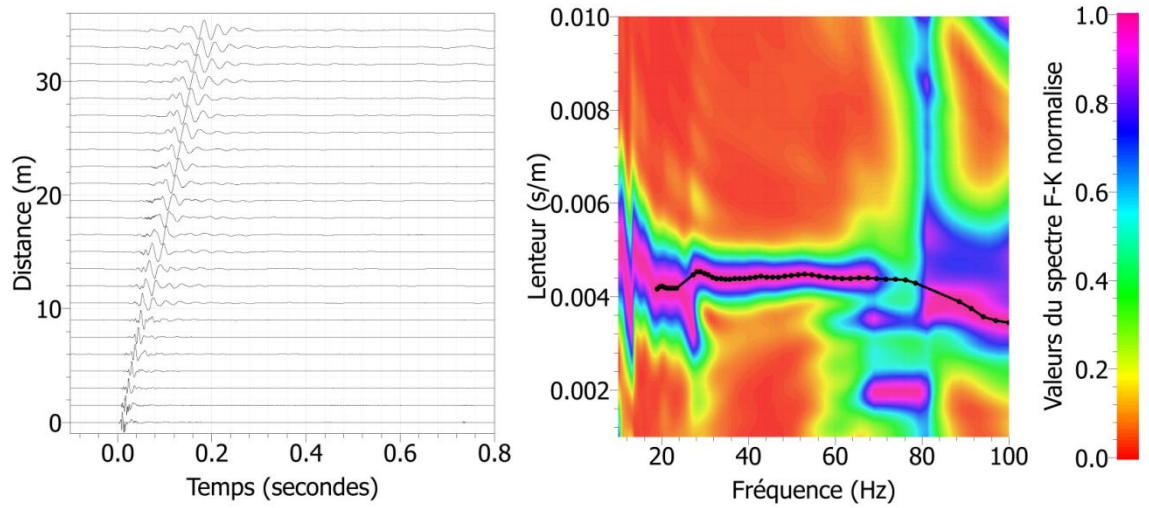


## PROFIL 09

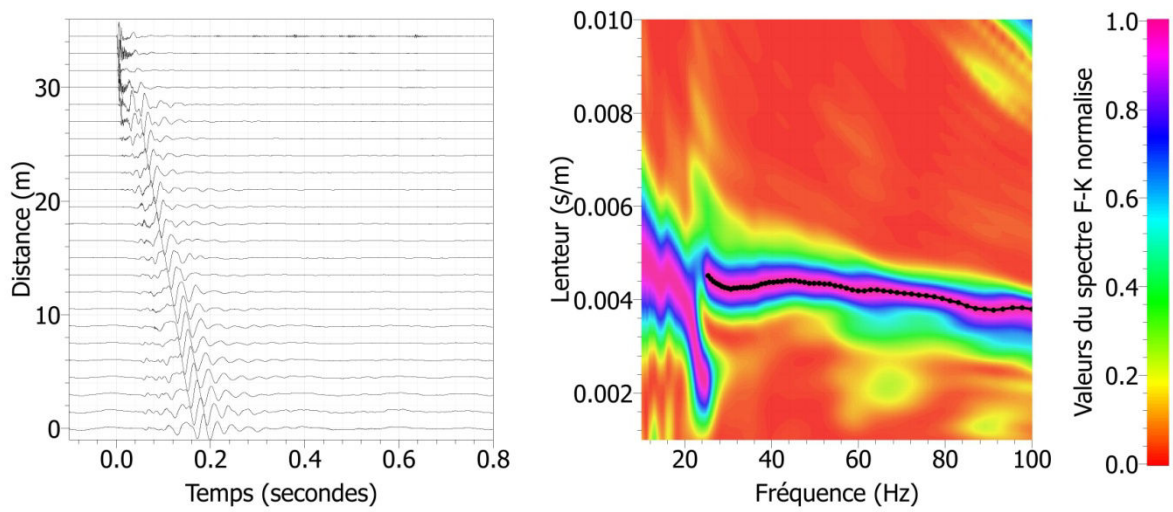
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5 m

a) Tir de départ -2 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



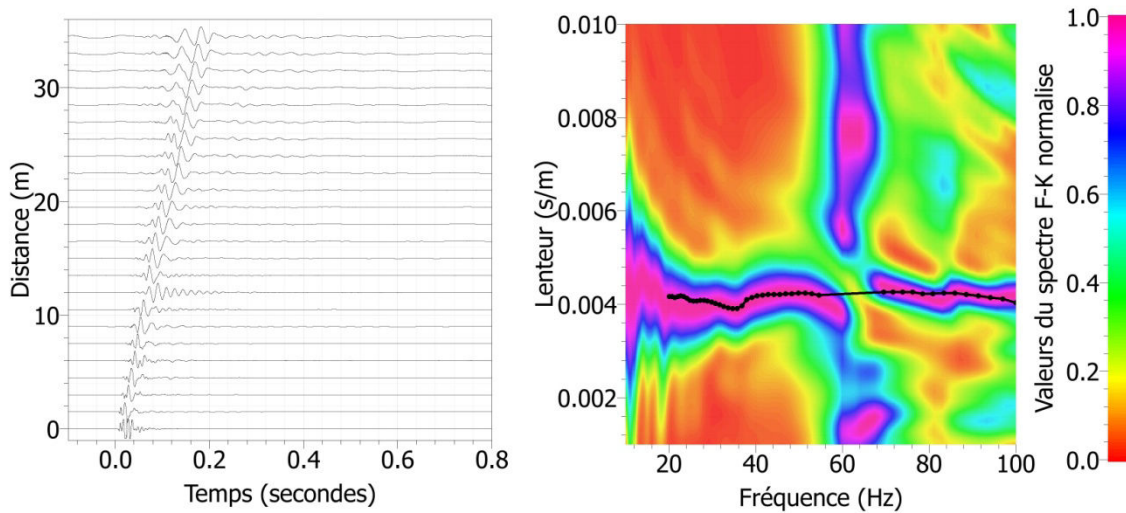


## PROFIL 10

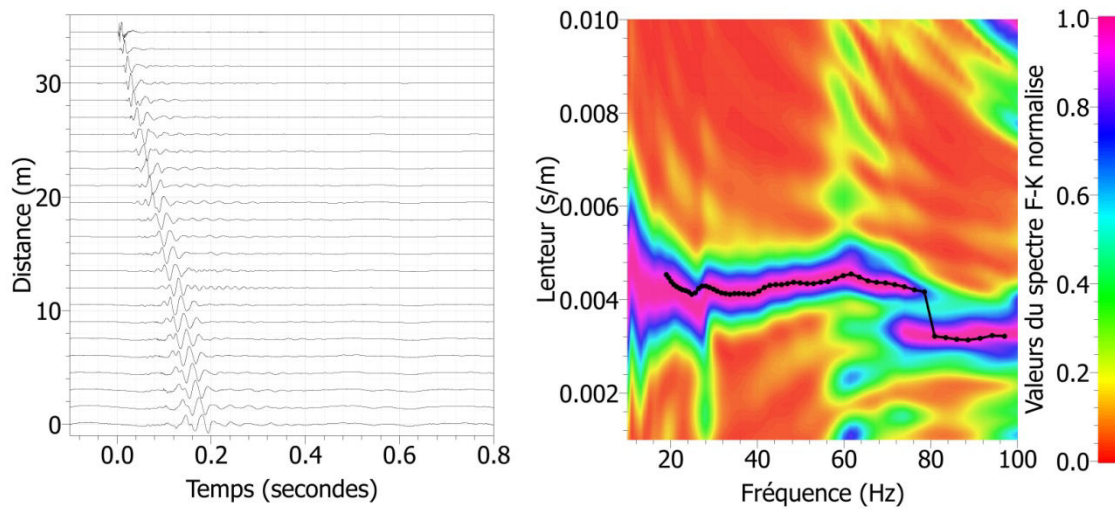
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5 m

- a) Tir de départ -2 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

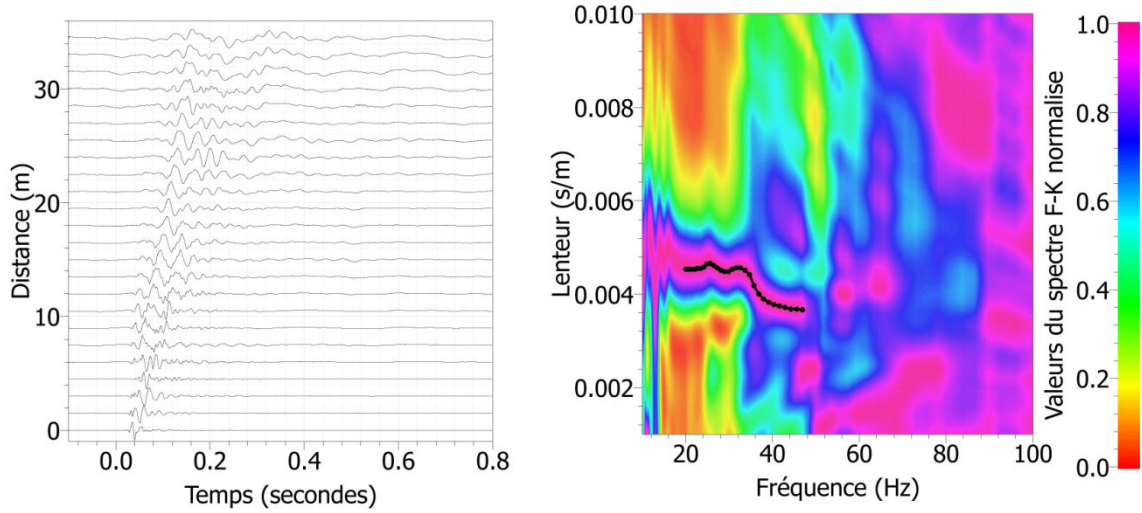


## PROFIL 11

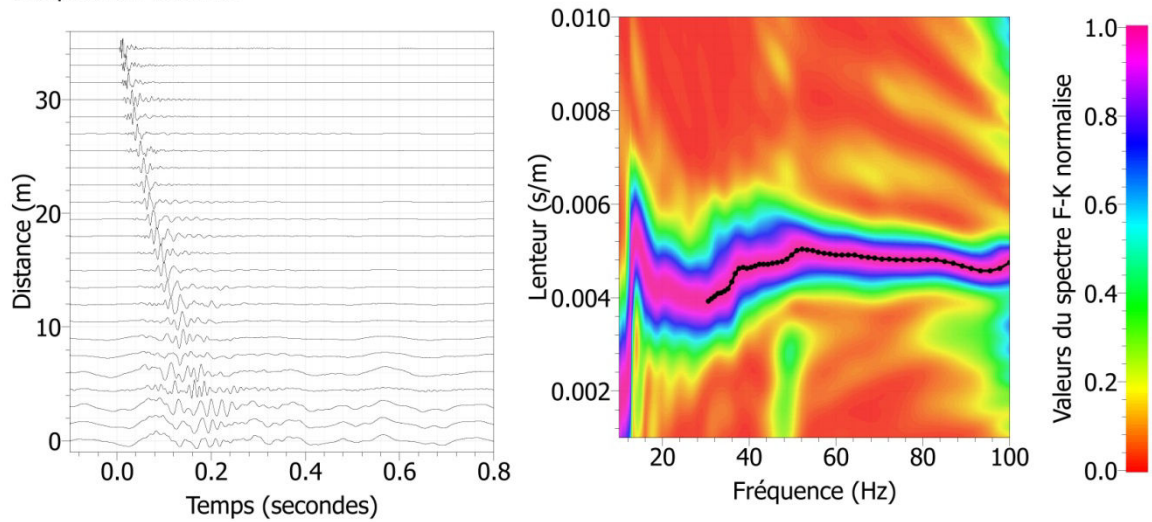
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5 m

a) Tir de départ -6 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



b) Tir de départ +36.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

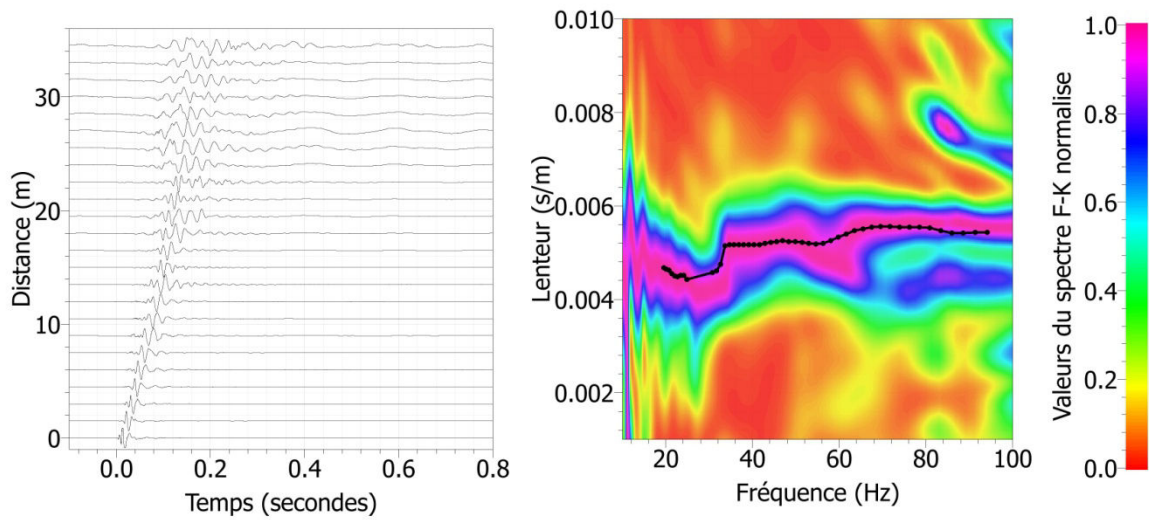


## PROFIL 12

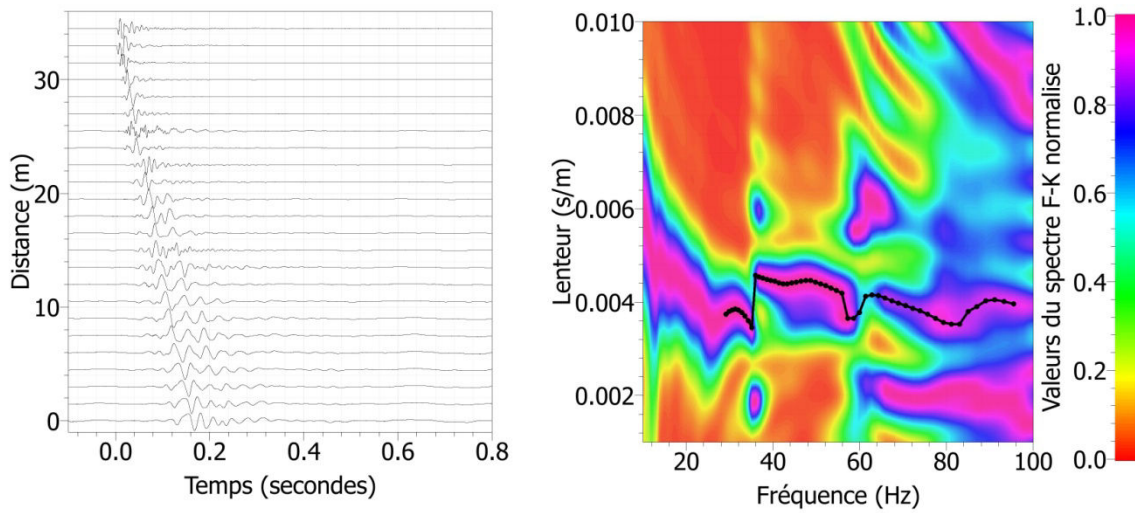
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5 m

- a) Tir de départ -2 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +33.75 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



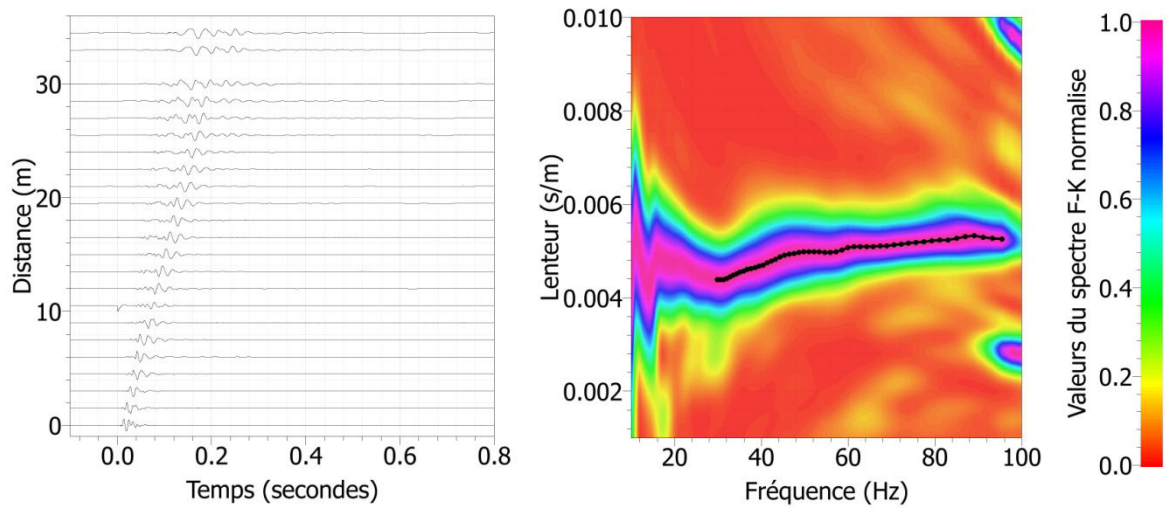


## PROFIL 13

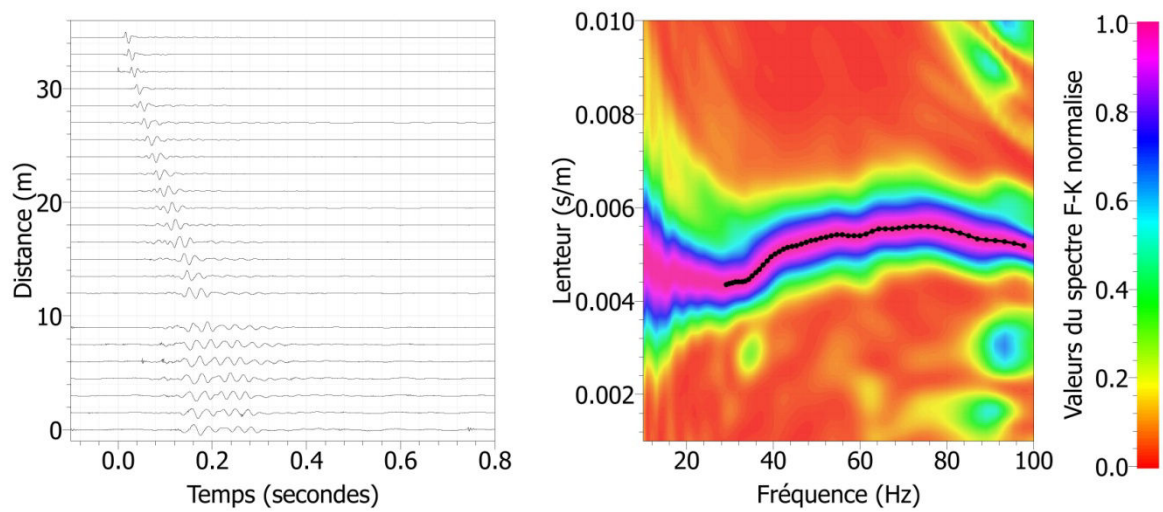
Longueur du profil = 34.5 m

Espacement inter-géophone = 1.5 m

a) Tir de départ -2 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



b) Tir de départ +37.5 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

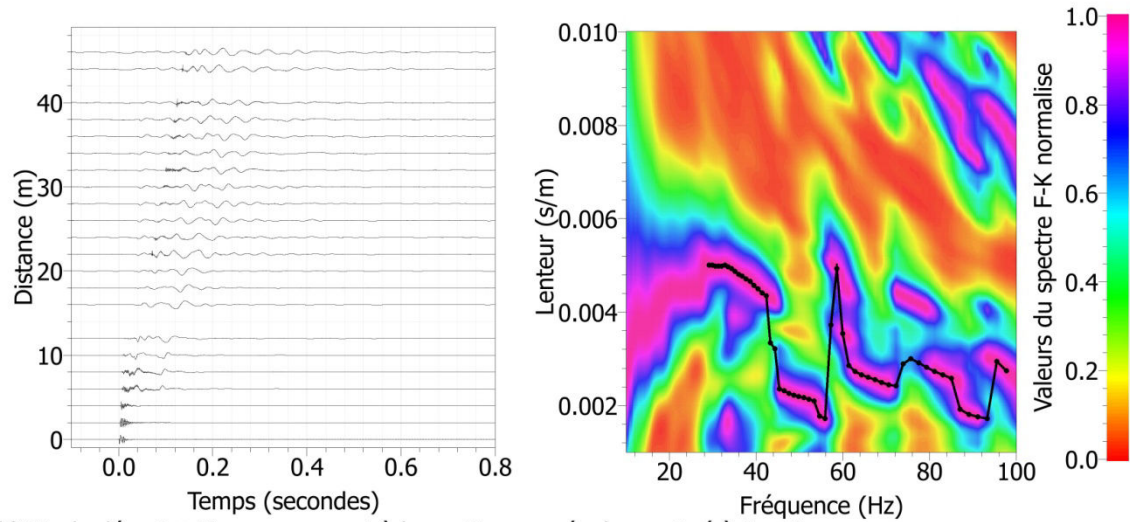


## PROFIL 14

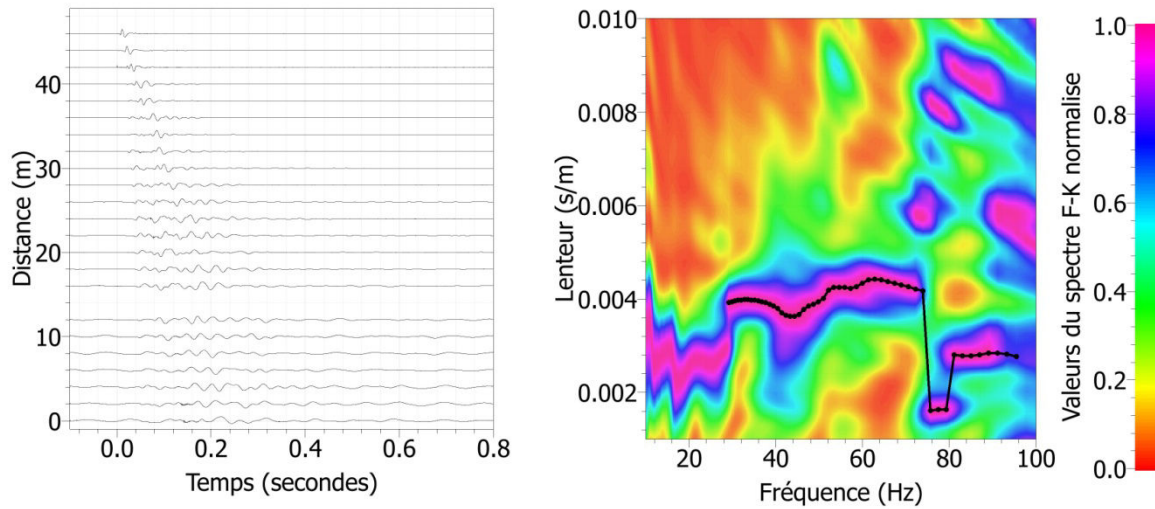
Longueur du profil = 46 m

Espacement inter-géophone = 2 m

- a) Tir de départ -2 m par rapport à la position au géophone situé à  $X = 0$ m.  
Composante verticale



- b) Tir de départ +48 m par rapport à la position au géophone situé à  $X = 0$ m.  
Composante verticale

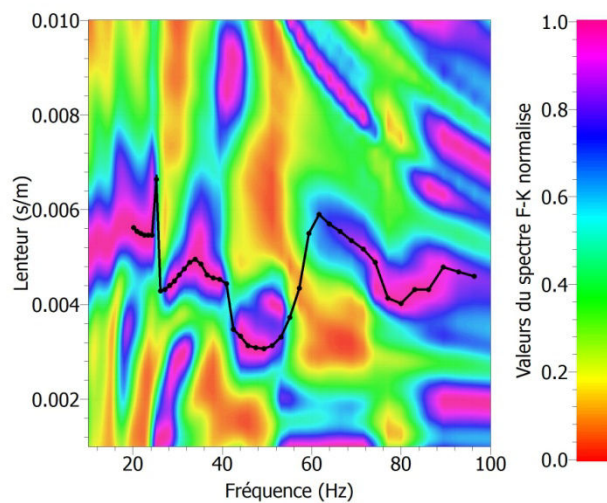
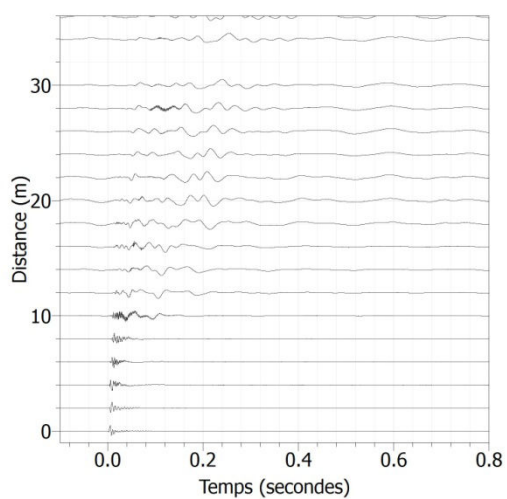


## PROFIL 15

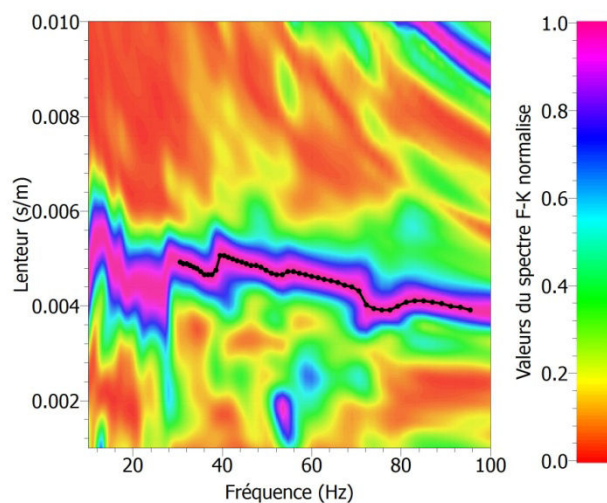
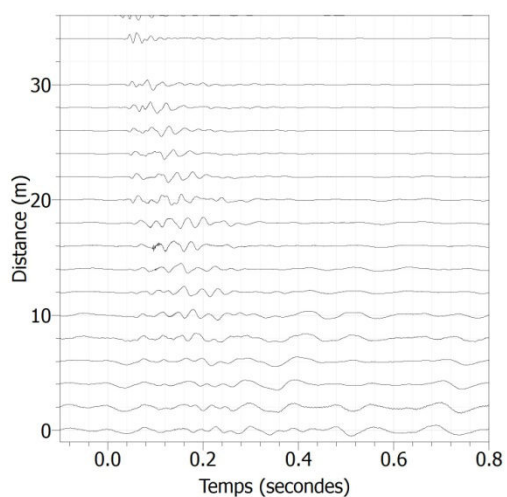
a) Tir de départ -2m par rapport à la position au géophone situé à  $X = 0\text{m}$ .  
Composante verticale

Longueur du profil = 46 m

Espacement inter-géophone = 2 m



b) Tir de départ + 48 m par rapport à la position au géophone situé à  $X = 0\text{m}$ .  
Composante verticale



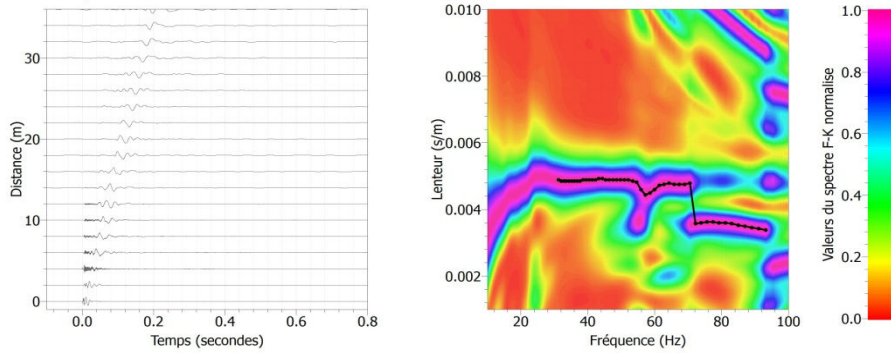


# **PROFIL 16**

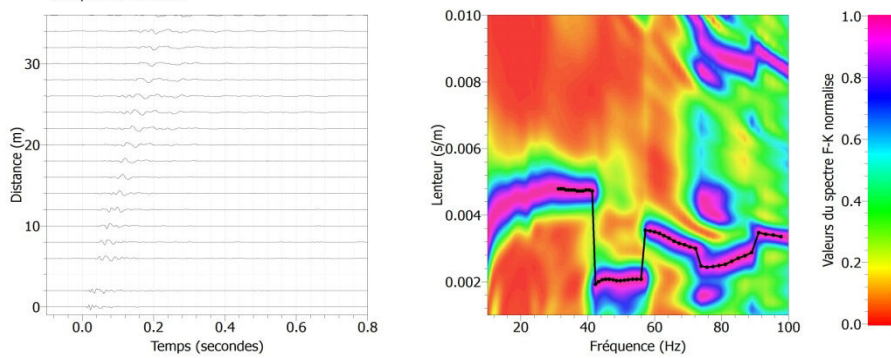
Longueur du profil = 46 m

Espacement inter-géophone = 2 m

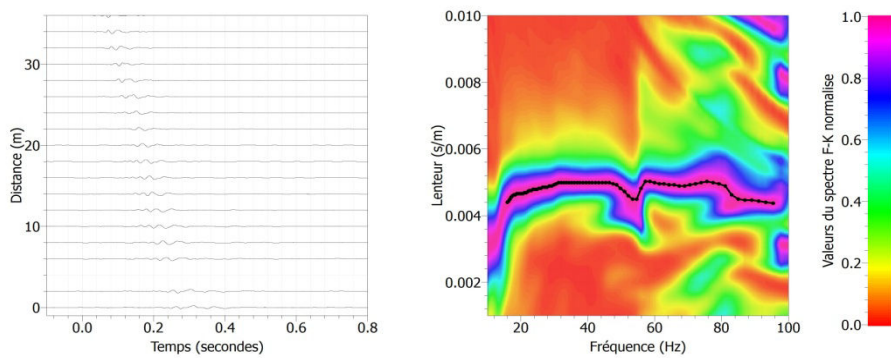
a) Tir de départ -2m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



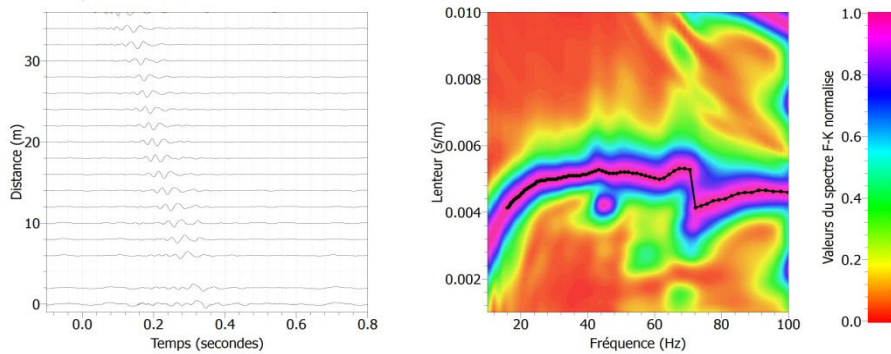
b) Tir de départ -8 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



c) Tir de départ 48 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



d) Tir de départ 54 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale

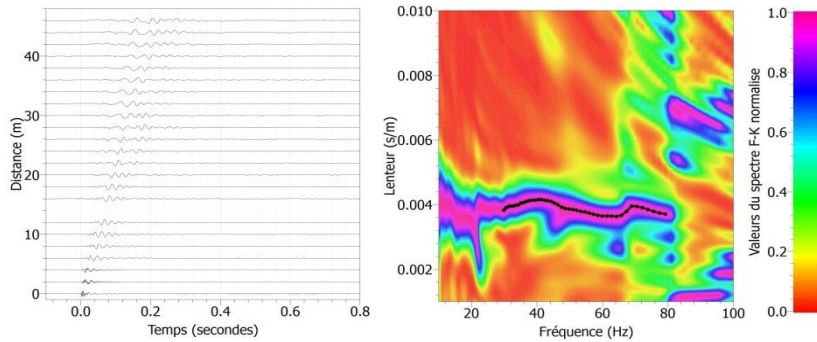


## PROFIL 17

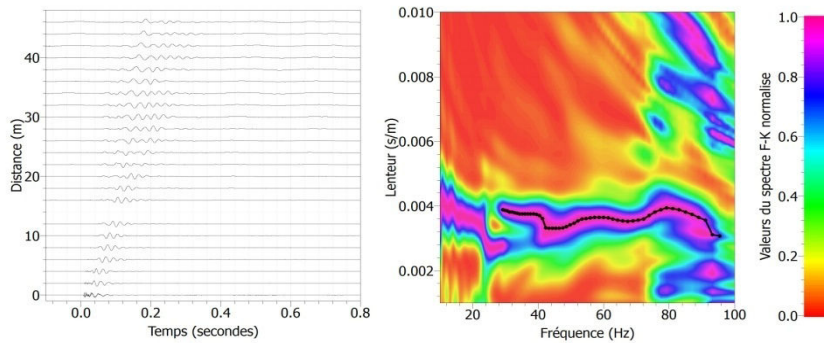
Longueur du profil = 46 m

Espacement inter-géophone = 2 m

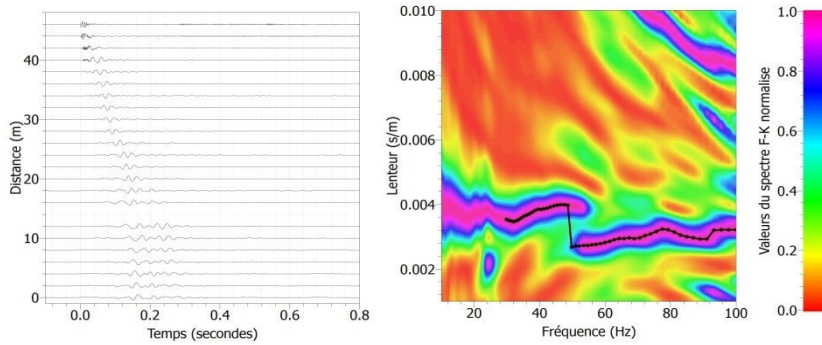
a) Tir de départ -2 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



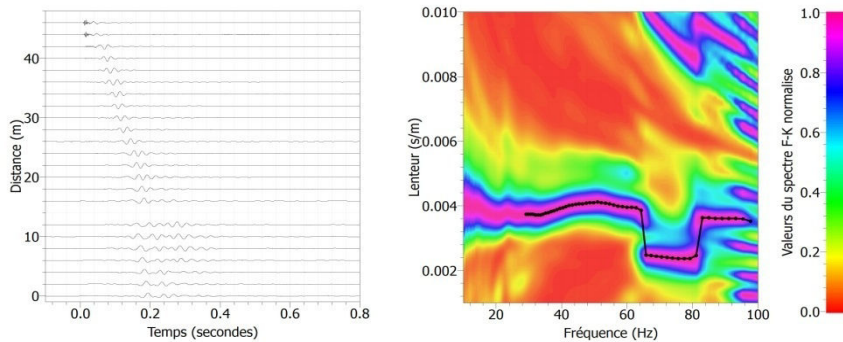
b) Tir de départ -9 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



c) Tir de départ +48 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



d) Tir de départ +55 m par rapport à la position au géophone situé à X = 0m.  
Composante verticale



## ANNEXE D

### Rappel de probabilité

#### D.1. Le concept de probabilité

Dans toute expérience aléatoire, il y a toujours une incertitude en ce qui concerne la réalisation ou non d'un événement particulier. Il est commode d'affecter un nombre compris entre 0 et 1 à la chance ou à la probabilité avec laquelle nous espérons voir cet événement se réaliser. Si nous sommes sûrs ou certains que cet événement sera réalisé, nous disons que la probabilité est de 100% ou 1. Si nous sommes sûrs qu'il ne pourra pas se réaliser, nous dirons que sa probabilité est de 0% ou nulle. Si par exemple, la probabilité est de 1/4, nous dirons qu'il y a 25% de chances qu'il soit réalisé et 75% de chances pour qu'il ne soit pas.

#### D.2. Variables aléatoires

Supposons que nous affectons une valeur à chaque point de l'espace d'échantillonnage. Nous aurons alors défini une fonction  $X$  sur cet espace. Cette fonction est appelée variable aléatoire ou variable stochastique. En général, une variable aléatoire possède une signification donnée, physique géométrique ou autre.

Une variable aléatoire, qui peut prendre un nombre fini ou dénombrable de valeurs, est dite variable aléatoire discrète. Si elle peut prendre un nombre infini non dénombrable de valeurs, elle est dite variable aléatoire continue.

#### D.3. Distributions de probabilité

Les fonctions « masse de probabilité » et « densité de probabilité », sont des fonctions qui associent une probabilité à chaque intervalle d'un espace  $\Omega$  pour les variables discrètes et continues respectivement. La « masse de probabilité » (pmf) notée  $p_X(x)$  a les propriétés suivantes :

$$p_X(x) \geq 0 ; \sum_{X \in \Omega} p_X(x) = 1 ; P(I) = \sum_{X \in I} p_X(x)$$

La « densité de probabilité » *Probability Density Function* (PDF) notée  $f_X(x)$  a les propriétés suivantes :

$$f_X(x) \geq 0 ; \int_{-\infty}^{+\infty} f_X(x) dx = 1 ; P[a \leq x \leq b] = \int_a^b f_X(x) dx$$

Où  $X$  est la variable aléatoire et  $x$  est la valeur que peut avoir la variable aléatoire.

## D.4. Fonctions de répartition

La fonction de répartition *Cumulative Distribution Function* (CDF) est une fonction qui définit la probabilité qu'une variable aléatoire soit inférieure à une valeur donnée  $x$ .

$$F_X(x) = P[X \leq x]; \text{ Avec } 0 \leq F_X(x) \leq 1 ; F_X(-\infty) = 0 ; F_X(+\infty) = 1$$

## D.5. Espérance

La valeur moyenne prévue d'une variable aléatoire est décrite par son espérance mathématique.

Pour une variable discrète dont les valeurs possibles sont  $x_1, x_2, \dots, x_n$  et dont la masse de probabilité est  $P_X(x)$ , l'espérance est donnée par :  $E(X) = \sum_{j=1}^n x_j p(x_j)$ .

L'espérance d'une variable continue dont la densité de probabilité est  $f_X(x)$ , est définie comme suit :  $E(X) = \int_{-\infty}^{+\infty} x f_X(x) dx$

La notion d'espérance mathématique est similaire à celle de barycentre en mécanique. L'espérance de  $X$  est souvent appelée moyenne de  $X$  et notée  $\mu_X$  ou simplement  $\mu$ .

## D.6. Variance et moments

La variance d'une variable aléatoire représente sa dispersion autour de sa moyenne. Elle est donnée par :  $Var(X) = E[(X - \mu_X)^2]$

L'écart-type est :  $\sigma = \sqrt{V(X)}$

Pour une variable discrète, la variance est donnée par :

$$Var(X) = \sigma_X^2 = \sum_{j=1}^n (x_j - \mu)^2 p_X(x_j)$$

Pour une variable continue :  $Var(X) = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - \mu)^2 f_X(x) dx$

Le moment d'ordre  $k$  d'une variable aléatoire est :  $\mu_k = E(X^k)$

Le moment central d'ordre  $k$  est donné par :  $c_k = E((x - \mu_k)^k)$



Le coefficient de variation d'une variable aléatoire est défini comme suit :

$$COV(X) = \frac{\sigma_X}{\mu_X} \times 100 \text{ (\%)}.$$

Le coefficient de variation est une fonction adimensionnelle qui représente une mesure relative de la dispersion des valeurs.

### D.7. Moments de deux variables aléatoires

La covariance entre deux variables X et Y mesure la dépendance de la variable X par rapport à la variable Y :  $Cov(X, Y) = E[(X - \mu_x)(Y - \mu_y)] = E(X \cdot Y) - \mu_x \cdot \mu_y$

Si X et Y sont indépendants  $Cov(X, Y) = 0$ .

Pour n variables aléatoires, les covariances peuvent être exprimées sous forme d'une matrice de covariance :  $c_{ij} = Cov(x_i, x_j)$  avec  $c_{ii} = Cov(x_i, x_i) = \sigma_i^2$

Pour avoir une mesure relative de la corrélation entre X et Y, on définit le coefficient de corrélation comme suit :  $\rho = \frac{Cov(X, Y)}{\sqrt{V(X) \cdot V(Y)}}$  avec  $-1 \leq \rho \leq 1$ .

### D.8. Distributions particulières de probabilités

#### a) Distribution Normale

Appelé aussi Gaussien, ce nom vient du théorème de la limite central de Gauss qui dit que les variables composées de la somme des perturbations indépendantes tendent nécessairement vers une distribution normale lorsque le nombre de perturbations devient grand. C'est la distribution la plus connue et la plus communément utilisée parmi toutes les lois de distribution de probabilité. Elle est aussi caractérisée par sa forme en cloche.

La densité de probabilité de cette distribution a pour expression:

$$f_X(x) = \frac{1}{\sigma_X \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x - \mu_X)^2}{2\sigma_X^2}}$$

Où  $\mu_X$  et  $\sigma_X$  sont respectivement la moyenne et l'écart-type. La loi normale est généralement notée :  $N(\mu_X, \sigma_X)$ . La fonction de répartition correspondante est définie par :

$$F_X(x) = P(x \leq X) = \frac{1}{\sigma_X \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x e^{-\frac{(s - \mu_X)^2}{2\sigma_X^2}} ds$$

Si nous appelons  $Z$  la variable aléatoire réduite correspondant à  $X$ , c'est-à-dire si nous posons:  $Z = \frac{X - \mu_X}{\sigma_X}$

Alors la moyenne de  $Z$  est nulle et la variance vaut 1. La densité de probabilité de  $Z$  peut être alors déduite de l'expression générale en posant formellement  $\mu_X = 0$  et  $\sigma_X = 1$  ce qui donne:  $f_Z(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{2}}$

Que l'on appelle généralement la distribution normale réduite ou distribution standard.

### b) Distribution Lognormale

La loi Lognormale décrit la distribution d'une variable dont le logarithme suit une loi normale. Elle est surtout utilisée pour modéliser des variables qui n'admettent pas des valeurs négatives. La densité de probabilité de la loi Log-normale notée  $LN(\mu_X, \sigma_X)$ , définie pour tout réel positif a pour expression :

$$f_X(x) = \frac{1}{x \sigma_Y \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(\ln x - \mu_Y)^2}{2\sigma_Y^2}}$$

où  $\mu_Y$  et  $\sigma_Y$  sont respectivement la moyenne et l'écart-type de la variable  $Y = \ln X$  distribuée suivant la loi normale  $N(\mu_Y, \sigma_Y)$ .

La fonction de répartition correspondante est définie par :

$$F_X(x) = \frac{1}{\sigma_Y \sqrt{2\pi}} \int_0^x \frac{1}{s} e^{-\frac{(\ln s - \mu_Y)^2}{2\sigma_Y^2}} ds$$

Ses caractéristiques sont :  $\mu_X = e^{\mu_Y + \frac{\sigma_Y^2}{2}}$  et  $\sigma_X = e^{\mu_Y + \sigma_Y^2} \sqrt{1 - e^{-\sigma_Y^2}}$

### c) Distribution Bêta

Elle est recommandée à cause de sa flexibilité et par ses limites supérieures et inférieures pour les variables géotechniques comme par exemple l'angle de frottement [Harr \(1987\)](#). La densité de probabilité d'une loi Bêta définie sur l'ensemble des réels  $x$  /

$a \leq x \leq b$  est donnée par :  $f_X(x) = \frac{1}{B(q, r)} \frac{(x-a)^{q-1} (b-x)^{r-1}}{(b-a)^{q+r-1}}$

$$\text{Avec } B(q, r) = \int_0^1 x^{q-1} (1-x)^{r-1} dx = \frac{\Gamma(q)\Gamma(r)}{\Gamma(q+r)}$$

Où  $\Gamma$  est la fonction eulérienne de deuxième espèce définie par :

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt$$

Ses caractéristiques sont :  $\mu_X = a + \frac{q}{q+r}(b-a)$  et

$$\sigma_X^2 = \frac{qr}{(q+r)^2(q+r+1)}(b-a)^2$$

#### d) *Distribution exponentielle*

Parfois appelée exponentielle négative, C'est une fonction à un seul paramètre et sans doute la plus simple des distributions les plus communes. Elle est souvent utilisée pour la modélisation des données géométriques comme par exemple la distance séparant les joints des roches. La densité de probabilité de la loi exponentielle, définie pour tout réel positif, est de la forme :  $f_X(x) = \lambda e^{-\lambda x}$

La fonction de répartition correspondante est définie par :  $F_X(x) = 1 - e^{-\lambda x}$

Ses caractéristiques sont :  $\mu_X = \sigma_X = \frac{1}{\lambda}$ .

La loi exponentielle est un cas particulier de la loi de Weibull à deux paramètres  $a=1$  et  $b = \frac{1}{\lambda}$ .

#### e) *Distribution Gamma*

Cette distribution est positivement asymétrique, ressemble à la distribution Lognormale.

## ANNEXE E

### Notions Mathématiques

#### E.1. Valeurs propres et vecteurs propres

Un scalaire  $\lambda$  est une valeur propre d'une matrice  $A$  si et seulement s'il existe  $x \neq 0 : [A]x = \lambda.x$

$x$  est appelé vecteur propre de  $A$  de valeur propre  $\lambda$ .

Le scalaire  $\lambda$  est appelé valeur propre associée à  $x$ .

#### E.2. Polynôme caractéristique

Soit  $A$  une matrice. Alors  $P(\lambda) = \det(\lambda.[I] - [A])$  est appelé le polynôme caractéristique de  $A$ .  $[I]$  étant la matrice unitaire.

Donc, si  $\lambda$  est une valeur propre de  $A$  alors  $P(\lambda) = \det(\lambda.[I] - [A]) = 0$

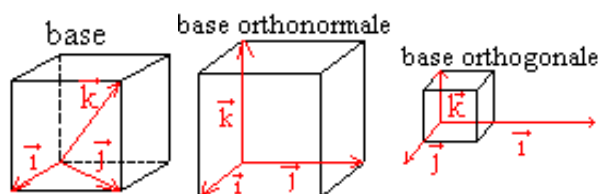
#### E.3. Base orthogonale – Base orthonormale

Une base de vecteur dans un espace de dimension  $n$  représente  $n$  vecteurs  $(\vec{i}_1, \dots, \vec{i}_n)$  non coplanaires.

Dans le cas où les vecteurs sont deux à deux orthogonaux, on dit que cette base est orthogonale, si de plus ces vecteurs ont même module, on dit que cette base est orthonormale.

#### Exemple :

Soit une espace tridimensionnel, la figure représente un cube dans trois cas de bases:



#### E.4. Polynôme de Legendre

Les polynômes de Legendre sont utilisés dans l'étude des systèmes tridimensionnels à symétrie sphérique. Ils satisfont à :

- L'équation différentielle  $(1 - x^2)y'' - 2xy' + n(n+1)y = 0$

- La relation d'orthogonalité

$$\int_{-1}^1 P_m(x)P_n(x).dx = \begin{cases} 0 & \text{pour } m \neq n \\ \frac{2}{2n+1} & \text{pour } m = n \end{cases}$$

$$- \begin{cases} P_n(-1) = (-1)^n \\ P_n(0) = \begin{cases} 0 & \text{si } n \text{ est impair} \\ \frac{n!}{2^{n/2} \left(\frac{n}{2}\right)!} & \text{si } n \text{ est pair} \end{cases} \\ P_n(1) = 1 \end{cases}$$

Ces polynômes sont définis par la relation de récurrence suivante :

$$\begin{cases} P_0(x) = 1 \\ P_1(x) = x \\ P_{n+1}(x) = \frac{1}{n+1} [(2n+1)x.P_n(x) - n.P_{n-1}(x)] \quad \text{pour } n \geq 1 \end{cases}$$

### E.5. Equation de Fredholm du second ordre

L'intégrale de Fredholm de second ordre a la forme suivante :

$$\phi(x) = f(x) + \lambda \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} K(x,t)\phi(t).dt \quad \text{ou} \quad \phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2.\pi}} \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{F(t).e^{-i.x.t}.dt}{1 - \sqrt{2.\pi}.\lambda.K(t)}$$

ANNEXE F

Application probabiliste

Application	Propriété du sol	Type de Sol	loi d'autocorrélation		Distance d'Autocorrélation ou Echelle de fluctuatn (m)		Auteur
			vertical	horizontal	Vertical	Horizontal	
-	Tassement des remblais	Argile limoneuse, Bangkok	Exponentielle	-	0.5 - 2	-	Bergado et How, 1991
-	Conductivité hydraulique	Pléistocène, Canada	-	?	-	?	Smith, 1981
Réponse sismique	G		Exponentielle carré	Exponentielle carré	1.5 $\rightarrow$ $\infty$	15 $\rightarrow$ $\infty$	Nour et al, 2003
Ecoulement des eaux d'infiltration	K		Exponentielle	Exponentielle	0.5–15	0.5–15	Srivastava et Babu, 2010
Réponse sismique	S		Exponentielle	Exponentielle	20-40-60-100	20-40-60-100	Thompson et al, 2009
La capacité portante	Cu		Exponentielle décroissante	Exponentielle décroissante	0.25B	B; 4B	popescu et al, 2005
La capacité portante	C		Exponentielle	Exponentielle	0.5; 1; 2; 4; 8; 50		Fenton et Griffiths, 2003
La capacité portante	$\varphi$		Exponentielle	Exponentielle	0.5; 1; 2; 4; 8; 50		Fenton et Griffiths, 2003
La capacité portante	Nc (clay)		uncorrelated				Srivastava et Babu, 2009
Liquéfaction	Contrainte au cisaillement		Exponentielle carré		1 , 7, 40 m		Caballero et Razavi, 2007
	Permeabilité	Argile	-	-	and 40m)	4000	Aboufirassi et Marino, 1984
	Permeabilité	dôme salin	-	-	-	1500	Baecher et al, 1988
	Permeabilité	Aquifère des grès	-	-	1	-	Bakr, 1978
	Permeabilité	Calcaire	-	-	42	6300	Benkendorfer et al., 1995
	Permeabilité	Argile compactée	-	-	-	0.5 - 2	Benson, 1991
	Permeabilité	Argile alluviale	-	-	-	800	Binsariti, 1980
	Permeabilité	Sable fluvial	-	-	0.1	3	Byers et Stephens, 1983
	Permeabilité	Sable	-	Exponentielle	-	67	Chu et al, 1991
	Permeabilité	Craie	-	-	-	10000	De Marsily et al., 2005
	Permeabilité	Aquifère alluvial	-	-	-	150 - 1800	Delhomme, 1979
	Permeabilité	Craie	-	-	-	7,500	Delhomme, 1979
	Permeabilité	Calcaire aquifère	-	-	-	3500 - 6300	Delhomme, 1979
	Permeabilité	Aquifère des grès	-	-	-	17,000	Delhomme, 1979
	Permeabilité	Sable	Exponentielle	Exponentielle	3	25	Delory et al, 1979
	Permeabilité	Sable	-	Exponentielle	-	67	Desbarats et Dimitrakopoulos, 2000
	Permeabilité	Alluvions	-	-	-	820	Devary et Doctor, 1982
	Permeabilité	Sable et Gravier aquifère	-	-	-	12.5	Eggleston et Rojstaczer, 1998
	Permeabilité	Sable	-	-	12.0 - 16.0	40	Fardis et Veneziano, 1981
	Permeabilité	Sable	Exponentielle	-	3.7	-	Fardis et Veneziano, 1981
	Permeabilité	Sable	-	-	6	900	Fardis, 1979
	Permeabilité	Divers, Californie	?	?	-	-	Fenton et Vanmarcke, 1991
	Permeabilité	Roche	-	-	3.8	600	Fogg et al., 1989

Application	Propriété du sol	Type de Sol	loi d'autocorrélation		Distance d'Autocorrélation ou Echelle de fluctuation (m)		Auteur
			vertical	horizontal	Vertical	Horizontal	
	Permeabilité	Sol fluvial	-	-	-	7.6	Gelman et al., 2004
	Permeabilité	Grès	-	-	4.5	1.6	Goggin et al., 1992
	Permeabilité	Affleurement de grès éolien	-	-	3	8	Goggin, 1988
	Permeabilité	Sable d'épandage fluvio glaciaire	-	-	0.3	5	Hess, 1989
	Permeabilité	Sable	-	-	1.7	-	Hilldale, 1971
	Permeabilité	Aquifère des grès	-	-	-	45,000	Hoeksema et Kitaniadis, 1985
	Permeabilité	Sable et gravier aquifère	-	-	0.5	20	Hufschmied, 1986
	Permeabilité	Sol alluvial	-	-	-	15	Iqbal et al., 2005
	Permeabilité	Affleurement de pierre de grain et de dolomite	-	-	0.1	0.8	Kittridge, 1990
	Permeabilité	Dolomitisé et grès	-	-	2.6	2.7	Kittridge, 1990
	Permeabilité	Argile, sable fin	-	-	5.4	3	Lund et al., 1995
	Permeabilité	Sous-sol de schiste	-	-	-	2	Luxmoore et al., 1981
	Permeabilité	Aquifère alluvial hétérogène	-	-	4.8	38.4	Rehfeldt et al., 1992
	Permeabilité	Sable	-	-	12	1200	Rehfeldt et al., 1992
	Permeabilité	Sable fluvial	-	-	1.5	13	Rehfeldt, 1988
	Permeabilité	Sol Méditerranée	-	-	-	20	Russo et Bresler, 1981
	Permeabilité	Sable limoneux graveleux	-	-	-	500	Russo, 1984
	Permeabilité	Environnement de cours d'eau en tressé	-	-	0.3	10	Schad et Teutsch, 1995
	Permeabilité	Sables fins	-	-	1.5	14	Schafmeister et Pekdeger, 1993
	Permeabilité	Sol sableux	-	-	0.9	9	Senger et al., 1992
	Permeabilité	Argile limoneuse	-	-	-	0.1	Sisson et Wierenga, 1981
	Permeabilité	Argile	-	-	0.4	5	Smith, 1978
	Permeabilité	Sable de Pléistocène	-	-	-	3.3	Smith, 1981
	Permeabilité	Sable	-	Exponentielle	-	6	Smith, 1981
	Permeabilité	Sable	Exponentielle	-	3.7	-	Stalkup, 1986
	Permeabilité	Sable lacustre glaciaire	-	-	0.1	3	Sudicky, 1986
	Permeabilité	Sable grossier, gravier fin	Exponentielle	Exponentielle	0.6	5	Tillmann et al., 2008
	Permeabilité	Gravier	Exponentielle	Exponentielle	0.3 - 0.9	0.3 - 11.4	Tillmann et al., 2008
	Permeabilité	Gravier Sanbleux	-	-	0.6	1.2	Tyle et al., 1994
	Permeabilité	Sable	-	-	>> 40	-	Unlu et al, 1990
	Permeabilité	Sable aquifère	-	-	0.5	21.5	Woodbury et Sudicky, 1991
Stabilité des pentes	E		non corrélé				Srivastava et Babu, 2009
Stabilité des pentes	C		non corrélé				Srivastava et Babu, 2009
Stabilité des pentes	$\phi$		Exponentielle			33	El-Ramly et al, 2003
Stabilité des pentes	$\phi'$		non corrélé				Srivastava et Babu, 2009
Stabilité des pentes	C		Exponentielle	Exponentielle	2 et 4	20 et 40	Cho, 2011
Tassement différentiel et total	E		Exponentielle	Exponentielle	0.01, 0.05, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 1.0, 2.0, 5.0, 10.0, 50.0		Fenton et al, 2002



## ANNEXE G

### Discrétisation du champ

Les méthodes de discrétisation (ou bien on dit de génération) peuvent être divisées en trois groupes principaux [Sudret et Der Kiureghian \(2000\)](#) :

- 1- Représentation aux points
- 2- Représentation par valeur moyenne
- 3- Méthodes d'expansion en series

Et chaque groupe comprend un certain nombre de méthodes de discrétisation.

#### B.1. Représentation aux points

Le champ aléatoire d'un élément  $\chi_j$  est décrit par une simple variable aléatoire  $Z$  représentant la valeur du champ en des points spécifiques  $X_j$  de l'élément considéré.

##### a) Représentation au point moyen ("mid point method (MP)")

Cette méthode a été introduite par [Der Kiureghian et Ke \(1998\)](#). Dans ce procédé, le champ aléatoire est discrétisé en supposant que la valeur du champ sur un élément est donnée par sa valeur au centre de gravité  $X_g$  de l'élément. Pour l'élément "i",  $Z_i = Z(X_{ig})$ . Le processus est remplacé par un vecteur aléatoire dont la dimension est le nombre d'éléments.

##### b) Représentation par fonction de forme ou méthode d'interpolation ("the shape function method (SF)")

Cette méthode a été présentée par [Liu et al. \(1986a, b\)](#). Le champ aléatoire est discrétisé en associant une seule variable aléatoire pour chaque nœud de l'élément fini. Ainsi, la valeur du champ sur un élément "i" est représentée par l'interpolation des valeurs aux nœuds :  $Z_i = \sum_{j=1}^q N_j(X) \cdot Z(X_j)$

Avec,  $q$  : étant le nombre des nœuds par élément ;

$N(X)$ : Fonction de forme relative à la forme de l'élément.

$N_j(X)$ : Valeur de la fonction de forme au nœud  $j$  de l'élément  $i$ .

##### c) Méthode du point d'intégration

Cette méthode est mentionnée par [Matthies et al. \(1997\)](#) faisant référence à [Brenner et Bucher \(1995\)](#). Le champ aléatoire est discrétisé en associant une seule variable aléatoire à chacun des points d'intégration qui apparaissent dans le schéma de résolution finie de l'élément.

#### d) Représentation linéaire optimale ("The optimal linear estimation method (OLE)")

Cette méthode est présentée par [Li et Der Kiureghian \(1993\)](#), elle se réfère à la méthode du Krigage. La méthode OLE utilise des échantillons de données expérimentales pour estimer les valeurs d'une propriété du sol à des endroits non échantillonnés. La discrétisation consiste à approximer la fonction du champ aléatoire pour un élément "i" par une fonction linéaire aux valeurs nodales:

$$\chi = \{Z(X_1), Z(X_2), \dots, Z(X_s)\}.$$

$$\text{Le champ discrétisé sera : } \tilde{Z}(X) = a(X) + \sum_{i=1}^s b_i(X) \cdot Z(X_i) = a(X) + b^T(X) \cdot \chi$$

Où  $s$  étant le nombre de nœuds introduits dans l'approximation. Les fonctions  $a(X)$  et  $b_i(X)$  sont déterminées en minimisant en chaque point  $X$  la variance de l'erreur due à l'approximation  $\text{Var}[Z(X) - \tilde{Z}(X)]$  sous la contrainte  $E[Z(X) - \tilde{Z}(X)] = 0$ .

La résolution de ce problème de minimisation permet d'obtenir les fonctions  $a(X)$  et  $b_i(X)$  et par suite le champ discrétisé comme suit :

$$\tilde{Z}(X) = \mu_Z + \sigma_Z \sum_{Z(X); \chi}^T \sum_{\chi; \chi}^{-1} (\chi - \mu_Z)$$

Où  $\mu_Z$  et  $\sigma_Z$  : la moyenne et l'écart type du champ aléatoire.

$\sum_{Z(X); \chi}^T$  et  $\sum_{\chi; \chi}^{-1}$  : Sont respectivement la transposée de la vecteur de corrélation  $\sum_{Z(X); \chi}$  et l'inverse de la matrice d'autocorrélation  $\sum_{\chi; \chi}$ .

La matrice d'autocorrélation  $\sum_{\chi; \chi}$  assure la corrélation entre chaque élément dans le vecteur  $\chi = \{Z(X_1), Z(X_2), \dots, Z(X_s)\}$  et l'ensemble des autres éléments du même vecteur, c'est une matrice carrée de dimension  $s \times s$ . Tandis que le vecteur de corrélation  $\sum_{Z(X); \chi}$  fournit la corrélation entre chaque élément dans le vecteur  $\chi = \{Z(X_1), Z(X_2), \dots, Z(X_s)\}$  et la valeur du champ en un point arbitraire non échantillonné  $X$ , c'est un vecteur de dimension  $s$ . Après la caractérisation de la variabilité spatiale  $Z$  de la propriété du sol, la matrice d'autocorrélation et le vecteur de corrélation sont déterminés en utilisant la fonction d'autocorrélation dans la section 2.3.2, qui est notée par  $\rho_X[(X), (X')]$ .

Don on peut calculer chaque élément  $(\sum_{\chi; \chi})_{i,j}$  de la matrice d'autocorrélation  $\sum_{\chi; \chi}$  et chaque élément  $(\sum_{Z(X); \chi})_i$  de vecteur d'autocorrélation  $\sum_{Z(X); \chi}$  par résoudre les équations :

$$(\sum_{\chi; \chi})_{i,j} = \rho_Z[X_i, X_j]$$

$$(\sum_{Z(X); \chi})_i = \rho_Z[X_i, X]$$

Avec  $i=1, \dots, s$  ;  $j=1, \dots, s$  et  $X$  est le point quelconque non échantillonnée

On peut voir que dans cette équation que le champ aléatoire approchée  $\tilde{Z}(X)$  est seulement fonction de l'emplacement  $X$  parce que tous les autres termes de cette équation sont connus. Par conséquent, on a besoin d'introduire une valeur pour la position  $X$  pour obtenir une valeur approchée de la propriété correspondante  $\tilde{Z}(X)$ .

Il faut noter que les concepts utilisés dans la méthode OLE seront utilisés pour la discrétisation d'un champ aléatoire par la méthode d'expansion optimale linéaire EOLE d'estimation comme on le verra plus loin dans ce chapitre.

## B.2. Représentation par valeur moyenne

Cette méthode a été proposée par [Vanmarke et Grigoriu \(1983\)](#). La discrétisation du champ le long d'un élément  $i$  du maillage est calculé comme étant la moyenne du champ le long de cet élément. Cette moyenne est calculée par :

$$Z_i = \frac{1}{A} \cdot \int_A Z(X) dX$$

Cette méthode a été largement utilisée en géotechnique pour l'étude de l'effet de la variabilité spatiale du sol.

## B.3. Méthodes d'expansion en séries

### a) Méthode d'expansion de Karhunen-Loève KL

Cette méthode est présentée par [Spanos and Ghanem \(1989\)](#). Elle se base sur la décomposition spectrale de la fonction d'autocovariance.

$$C_{ZZ}(X, X') = \sigma(X) \cdot \sigma(X') \cdot \rho(X, X').$$

Où :  $X, X'$  : coordonnées de deux points quelconques de l'espace physique.

$\sigma(X), \sigma(X')$  : Les écart-types du champ aléatoire en  $x$  et  $x'$ .

$\rho(X, X')$  : La fonction d'autocorrélation.

Les fonctions déterministes le long desquelles le champ est décomposé sont les fonctions propres de l'opérateur intégral ayant pour noyau la fonction d'autocovariance :

$$\int_{\Omega} C_{ZZ}(X, X') \cdot \varphi_i(X') d\Omega_{X'} = \lambda_i \varphi_i(X) \quad (\text{Équation intégrale de Fredholm})$$

On montre alors que les valeurs propres  $\lambda_i$  sont réelles, positives et que les  $\varphi_i(X)$  forment une base orthonormée  $L^2(\Omega)$ .

Le champ peut alors être décomposé sur cette base par:

$$Z(X, \theta) = \mu(X) + \sum_{i=1}^{\infty} \sqrt{\lambda_i} \xi_i(\theta) \varphi_i(X)$$

Avec  $\xi_i(\theta) = \frac{1}{\sqrt{\lambda_i}} \int_{\Omega} [Z(X, \theta) - \mu(X)] \varphi_i(X) d\Omega$  sont des variables aléatoires à moyennes nulles.

Les valeurs propres peuvent être rangé par ordre décroissant (car leurs valeurs tendent vers zéro lorsque  $i$  augmente), on peut alors réduire la décomposition aux  $N$  premiers termes :

$$\tilde{Z}(X, \theta) = \mu(X) + \sum_{i=1}^N \sqrt{\lambda_i} \xi_i(\theta) \varphi_i(X)$$

La variance de l'erreur d'approximation s'exprime alors par :

$$Var[Z(X) - \tilde{Z}(X)] = \sigma^2(X) - \sum_{i=1}^N \lambda_i \varphi_i^2(X) = Var[Z(X)] - Var[\tilde{Z}(X)]$$

La méthode de (KL) consiste à résoudre un problème aux valeurs propres analytiquement seulement (dans le cas d'un champ homogène, d'un domaine rectangulaire et d'une fonction d'autocovariance exponentielle ou triangulaire) ou numériquement (c'est le cas général). Elle est largement utilisée dans le cadre des éléments finis stochastiques.

#### b) Méthode d'expansion en séries orthogonales OSE

Cette méthode est présentée par [Zhang et Ellingwood \(1994\)](#). La méthode OSE nous permet de choisir dès le début une série de fonctions orthogonales  $\{h_i(X)\}_{i=1}^{\infty}$  formant une base de  $L^2(\Omega)$  pour éviter la résolution du problème d'intégration aux valeurs propres comme la méthode KL.

Ces fonctions  $\{h_i(X)\}_{i=1}^{\infty}$  sont calculées à partir des polynômes de Legendre.

L'expansion du champ s'écrit:  $\tilde{Z}(X, \theta) = \mu(X) + \sum_{i=1}^N \chi_i(\theta) h_i(X)$

Avec  $\chi_i(\theta)$  sont des variables aléatoires corrélées à moyennes nulles.

#### c) Discrétisation par estimation linéaire optimale (EOLE) ("Expansion Optimal Linear Estimation")

La méthode EOLE a été proposée par [Li et Der Kiureghian \(1993\)](#); c'est une extension à la méthode OLE (optimal linear estimation), elle se réfère à la méthode du Krigeage. La discrétisation consiste à approximer la fonction du champ aléatoire pour un élément "i" par une fonction linéaire aux valeurs nodales. Elle est basée sur la régression ponctuelle du champ aléatoire gaussien par rapport aux valeurs sélectionnées du champ.

On va utiliser cette méthode dans cette thèse, c'est pour cela elle sera présentée en détail dans la section qui vient

## ANNEXE H

### Modélisation 2D déterministe

Comme la propagation des ondes de surface se fait latéralement, il faut s'assurer que les bords absorbants latéraux soient bien efficaces et absorbent bien l'énergie émanant de ces ondes. D'autre part, il faut que la dimension latérale du modèle soit suffisante afin de permettre la propagation de la longueur d'onde maximale. Ainsi, on a effectué une étude paramétrique portant sur la taille latérale du modèle en adoptant respectivement 800 m, 500 m, 300 m et 165 m. On a aussi traité le cas d'une couche inclinée, on a trouvé les enregistrements de tous les sismogrammes pour obtenir la section sismique afin de vérifier que les hypothèses des bords absorbants ne génèrent pas d'erreurs supplémentaires (pas de réflexion des ondes sur les bords latéraux de la structure). Ceci nous a permis puis réduire la dimension latérale du modèle et de vérifier la stabilité des sismogrammes pour réduire le temps de calcul.

#### H.1. Description des modèles 2D

L'objectif de cette annexe est de trouver la réponse sismique de la coupe Est-Ouest du site de Nahr-Beyrouth en prenant en compte la variabilité spatiale de la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ). La caractérisation de ce site a abouti à une coupe 2D formée de plusieurs couches hétérogènes: (chapitre 2)

Pour simplifier, cette coupe 2D peut être, modélisée par 2 couches sédimentaires surmontant un substratum rocheux :

- En surface, une couche d'alluvions et de graviers variant entre 6 et 9 m avec  $V_s = 350$  m/s,  $V_p = 1500$  m/s et  $\rho = 1800$  kg/m<sup>3</sup>.
- Une couche argileuse molle d'épaisseur variant entre 6 et 18 m et de  $V_s = 150$  m/s ;  $V_p = 1500$  m/s et  $\rho = 1500$  kg/m<sup>3</sup>.
- Le substratum rigide a une vitesse moyenne  $V_s = 400$  m/s,  $V_p = 1500$  m/s et  $\rho = 2000$  kg/m<sup>3</sup>.

Afin d'étudier l'influence des couches sédimentaire sur la réponse sismique, nous avons proposé deux modèles simplifiés pour les modélisations sismiques :

- **Modèle 1** : formé d'une seule couche homogène horizontale reposant sur un demi-espace. Le domaine de sol est de longueur 165 m et de hauteur de 22 m. Les propriétés moyennes des deux couches sont présentées dans la Figure H. 1 : (a).

- **Modèle 2** : formé de deux couches horizontales reposant sur un demi-espace. Les dimensions de ce modèle sont similaires au modèle 1. l'épaisseur moyenne de chaque couche ainsi que ces propriétés sont présentées dans la Figure H. 1(b).

En effet, les modèles 1 et 2 ne permettent pas de voir l'effet de l'inclinaison de l'interface des couches sur la réponse sismique. Pour cela, deux autres modèles sont suggérés : modèle 3 et modèle 4. Le modèle 3 consiste à modéliser l'inclinaison de l'interface gravier/argile et le modèle 4 modélise les deux inclinaisons des interfaces gravier/argile et argile/substratum. Cependant, une question se pose : est-ce que la taille latérale de 165 m permettra la propagation de la longueur d'onde maximale dans ces deux nouveaux modèles ayant des interfaces inclinées entre les couches. Afin de tester cela, une étude paramétrique est effectuée dans le paragraphe suivant pour différentes largeurs latérales du modèle 3 :  $L = 165 \text{ m}$ ,  $300 \text{ m}$ ,  $500 \text{ m}$  et  $800 \text{ m}$ . On a remarqué que la largeur de  $500 \text{ m}$  est suffisante. Ce calcul sera détaillé dans le paragraphe b en bas.

Par conséquent, les caractéristiques des deux nouveaux modèles 2D proposés sont :

- **Modèle 3** : il ressemble au modèle 2 cependant l'interface argile/substratum est inclinée. Ce modèle a une largeur latérale de  $500 \text{ m}$  et une hauteur de  $22 \text{ m}$ . Les dimensions et les propriétés de chaque couche sont indiquées sur la Figure H. 1(c).
- **Modèle 4** : il ressemble au modèle 3 avec une inclinaison à l'interface gravier/argile. Les dimensions et les propriétés de chaque couche sont indiquées sur la Figure H. 1(d).

Concernant le maillage adopté dans FLAC2D pour ces trois modèles, afin de respecter la condition sur  $\Delta l_{max}$  donnée par l'Eq : 4.1, vu que la fréquence maximale ( $f_{max}$ ) est de  $30 \text{ Hz}$  et la plus petite valeur de  $V_s$  des trois modèles ( 2, 3 et 4) est de  $150 \text{ m/s}$  ceci donne une valeur maximale de la taille de la maille  $\Delta l_{max} \leq 0.5 \text{ m}$ . Cependant, des mailles de  $0.25 \text{ m}$  sont utilisées pour les modèles 1 et 2 et des mailles de  $0.5 \text{ m}$  pour les modèles 3 et 4.

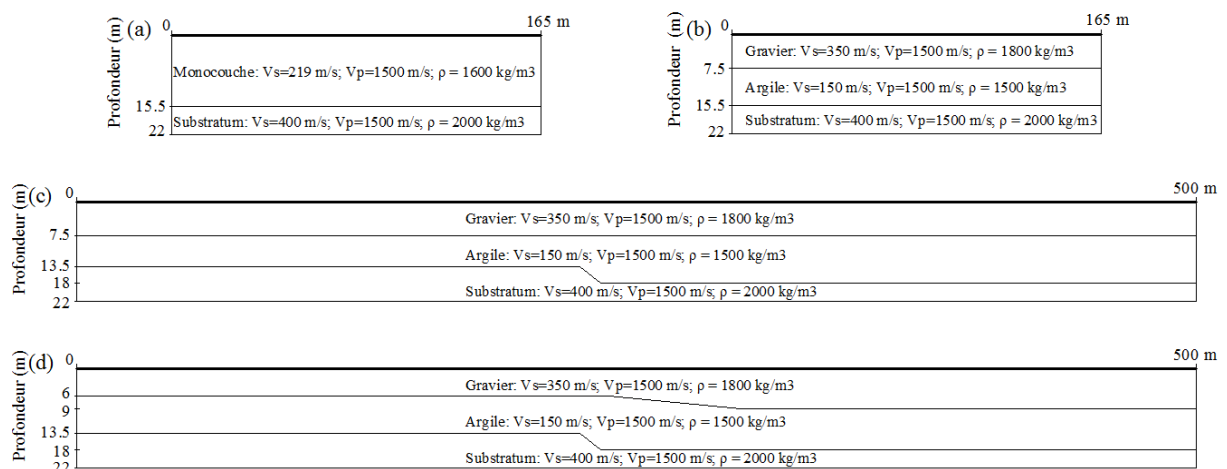


Figure H. 1 : (a) Modèle 1, (b) Modèle 2, (c) Modèle 3, (d) Modèle 4.



## H.2. Effet de la dimension latérale du domaine

Comme la propagation des ondes de surface se fait latéralement, il faut que la dimension latérale du modèle soit suffisante afin de permettre la propagation de la longueur d'onde maximale. Pour cela, une étude paramétrique portant sur la taille latérale «  $L$  » du modèle est effectuée. Plusieurs cas sont étudiés :  $L=165$  m, 300 m, 500 m et 800 m. Des récepteurs sont placés en surface du modèle avec un pas de 2 m entre un récepteur et l'autre.

La Figure H. 2 présente une comparaison entre la réponse sismique enregistrée au récepteur central en surface (i.e. situé au milieu du modèle en surface) pour  $L=165$  m, 300 m, 500 m et 800 m. On remarque que les signaux des 4 modèles se superposent (Figure H. 2(a)). Cependant, le spectre de Fourier (SF) des modèles  $L=165$  m et  $L=300$  m sont différents des autres. Alors que les spectres des modèles  $L=500$  m et  $L=800$  m sont très proches (Figure H. 2(b)). D'autre part, il faut s'assurer que les bords absorbants latéraux sont suffisamment loin de l'inclinaison à l'interface argile/substratum et absorbent bien l'énergie émanant de ces ondes afin d'éviter toute réflexion de l'onde sur ces bords. Pour cela, les enregistrements (sismogrammes) des récepteurs situés en surface sont présentés dans la Figure H. 3 et Figure H. 4 pour les cas  $L=165$  m et  $L=500$  m respectivement. Comme les montre la Figure H. 3, des réflexions aux bords existent pour le cas  $L=165$  m. Ces réflexions n'apparaissent pas pour  $L=500$  m. Ceci signifie que pour la réponse sismique en surface, une largeur latérale de 500 m est suffisante pour le modèle 3 pour assurer une bonne propagation des ondes et une bonne absorption de l'énergie par les bords absorbants latéraux du modèle.

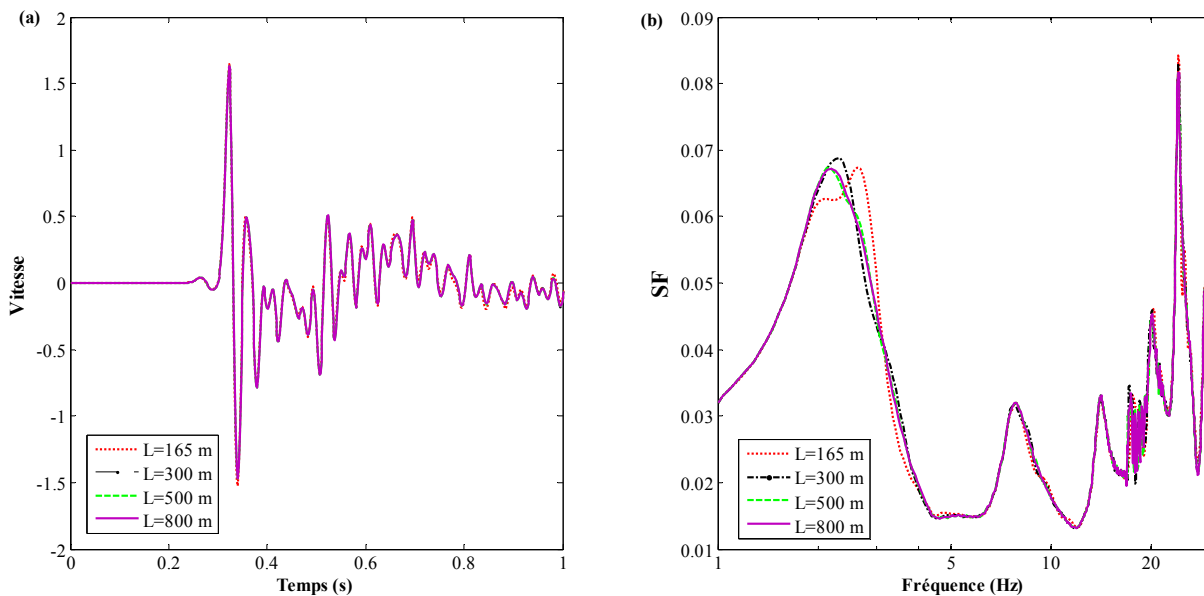


Figure H. 2 : (a) Différents signaux (vitesse) des modèles testés, (b) les spectres de Fourier au milieu de modèle 3 de différentes largeurs.

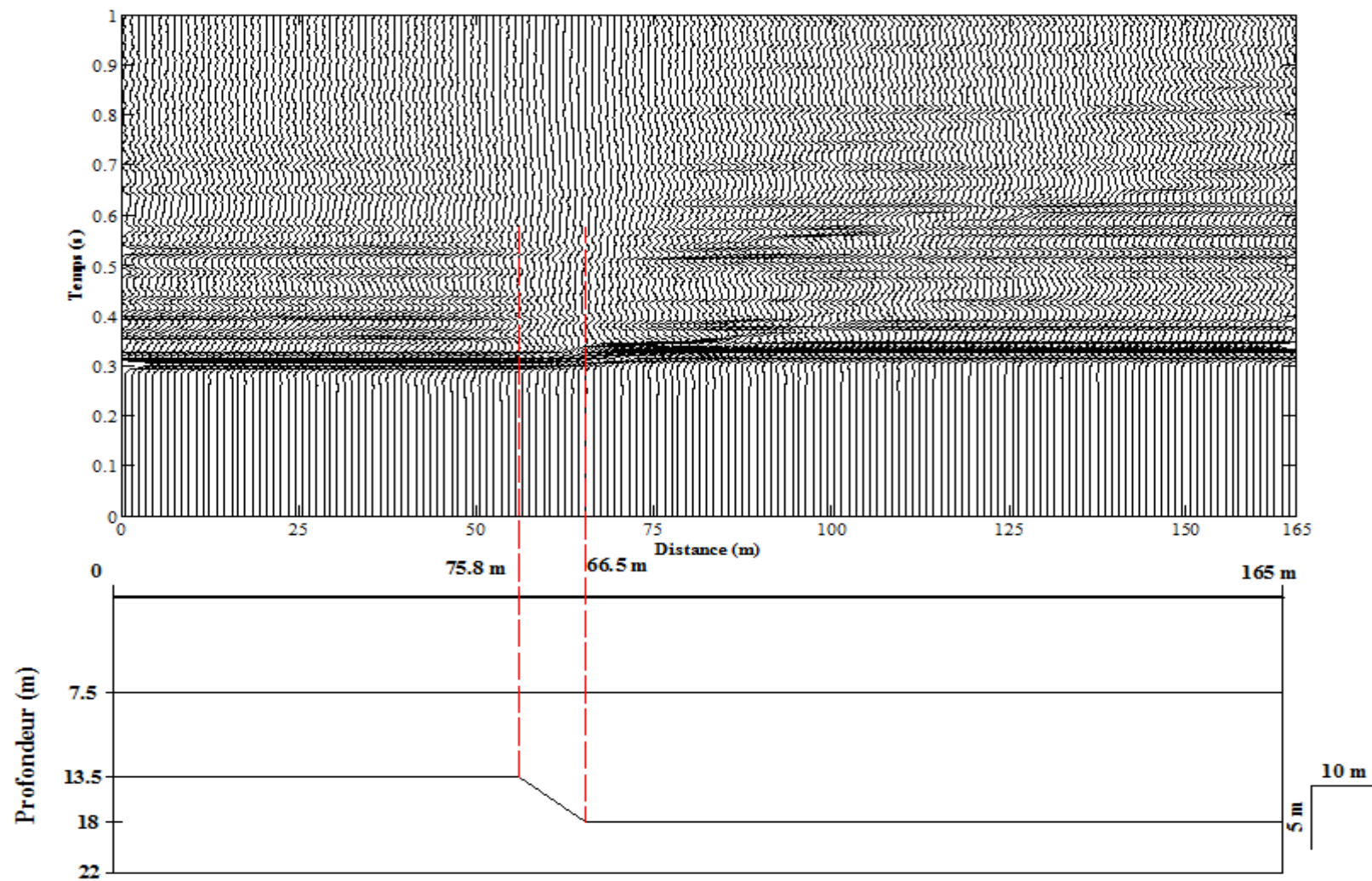


Figure H. 3 : Vitesse le long de la surface du modèle calculée par Flac 2D pour  $L = 165$  m.

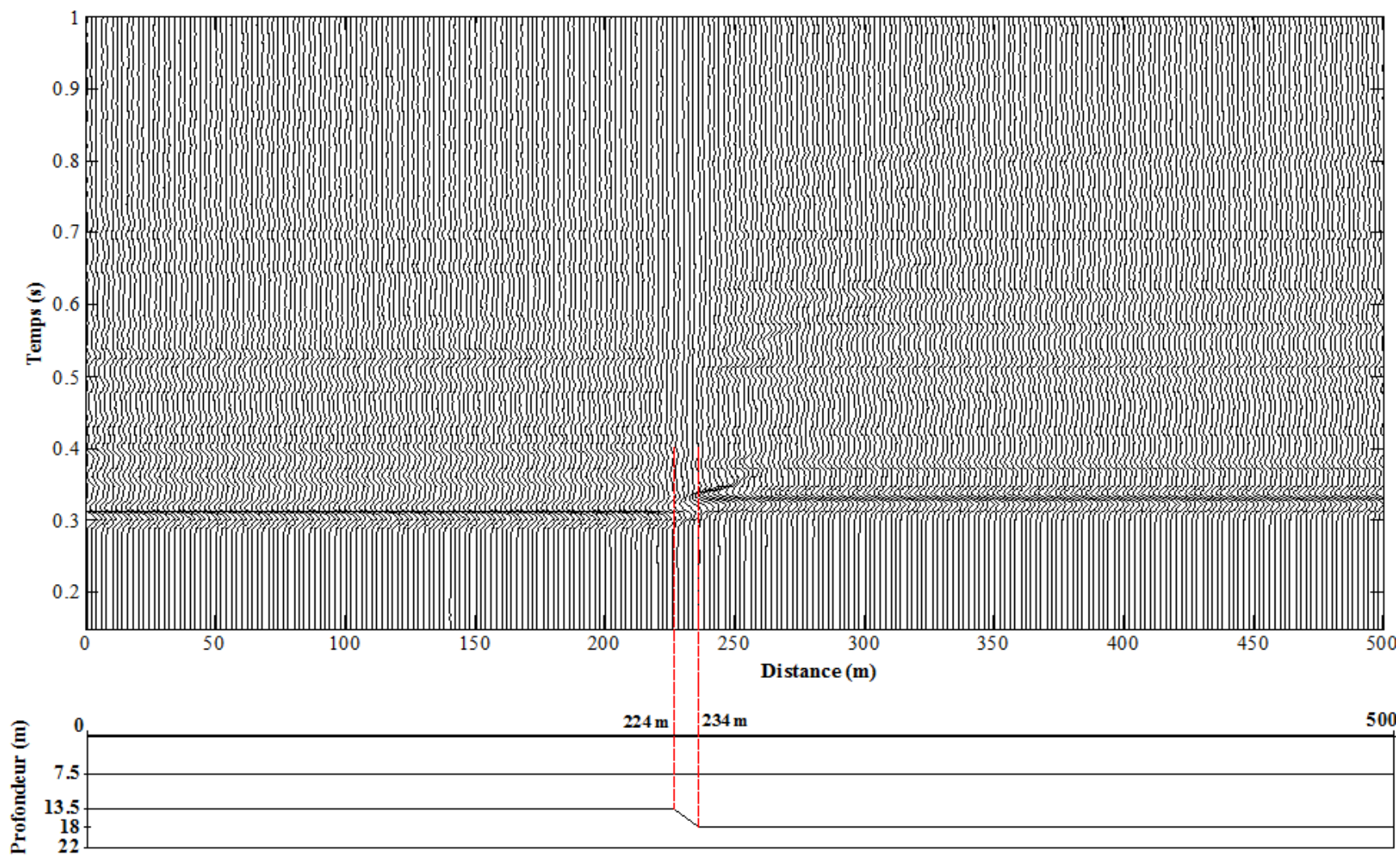
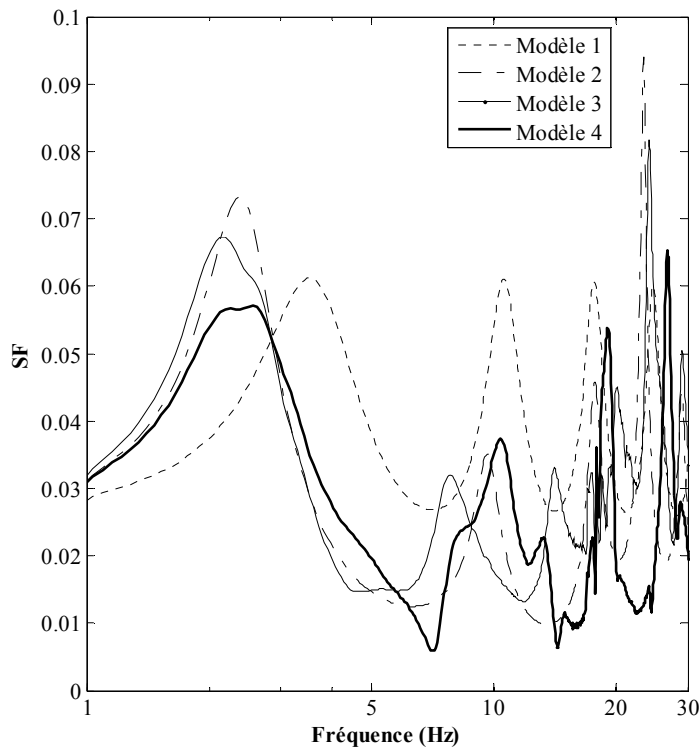


Figure H. 4 : Vitesse le long de la surface du modèle calculée par Flac 2D pour  $L = 500$  m.

### H.3. Résultats déterministes des modèles

La Figure H. 5 représente le Spectre de Fourier de la réponse sismique centrale en surface des modèles 2D présentés dans la Figure H. 5 (i.e. modèle 1, 2, 3 et 4). On a remarqué que le modèle 1 donne des résultats très loin du modèle le plus réel (i.e. modèle 4). Tandis que le modèle 2 présente des résultats proches surtout en termes de fréquence de résonance (fondamentale) du site. Cependant, l'amplitude du SF du modèle 2 correspondant à la fréquence fondamentale, est supérieure à l'amplitude de SF des autres modèles. On remarque aussi, que la fréquence fondamentale obtenue par les modèles 2, 3 et 4 se situe dans la marge de fréquences expérimentales enregistrées au site de Nahr Beyrouth (entre 1.4Hz et 3Hz)



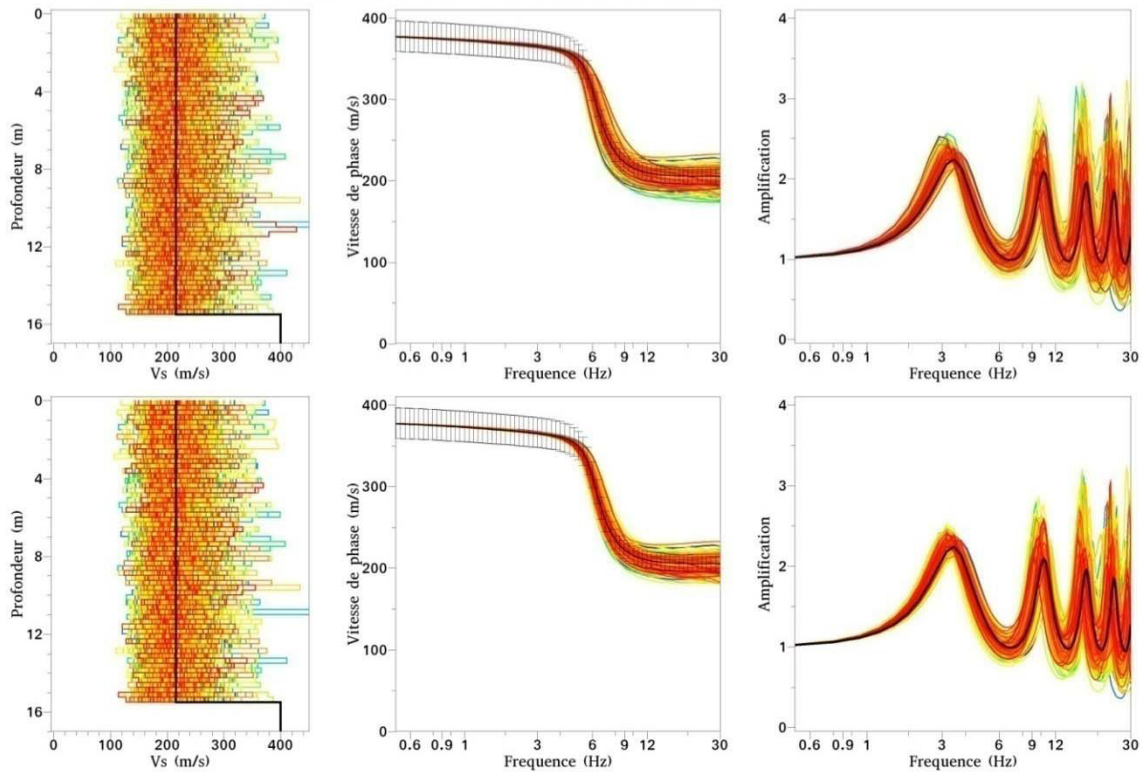
**Figure H. 5 :** Spectre de Fourier du sismogramme obtenu par le récepteur central en surface des différents modèles 2D

## ANNEXE I

### Profils avec et sans sélection

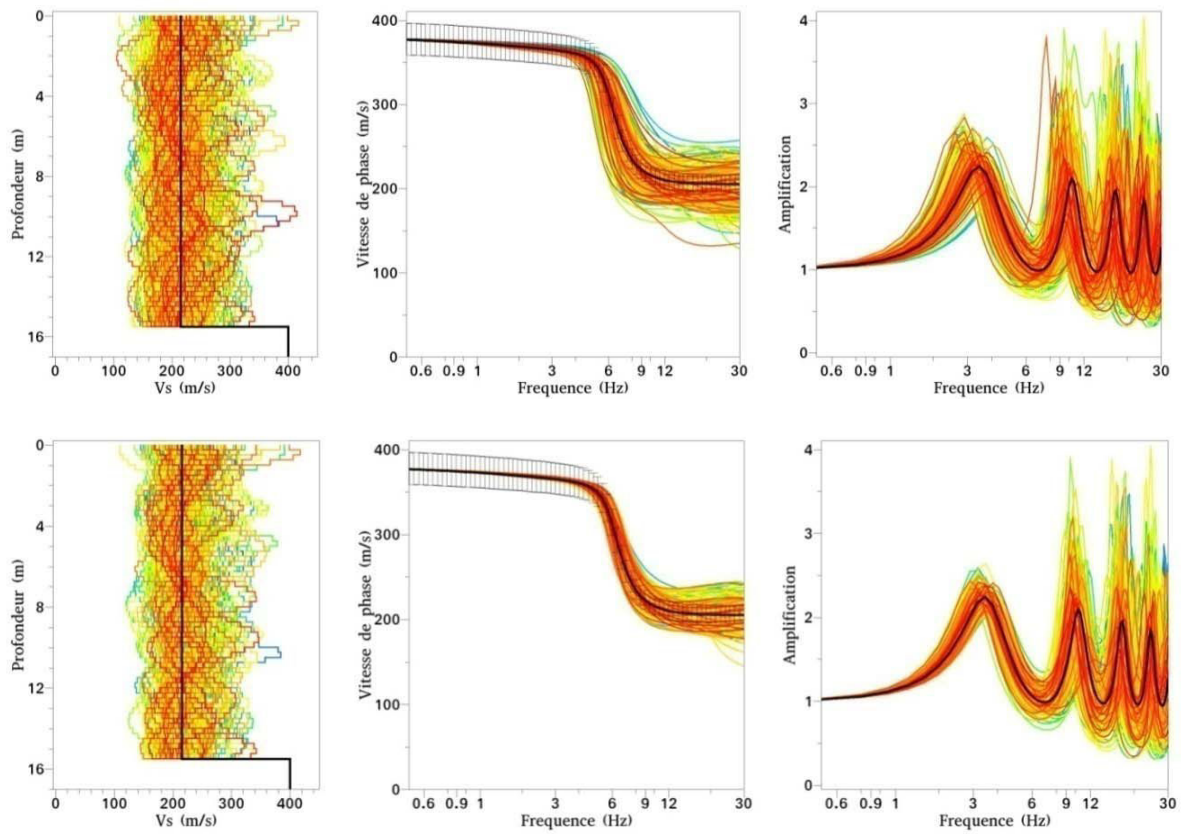
#### I.1. La fonction exponentielle carrée (EXP2)

- a)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $\rho = 0.5$  m : 284 profils sont sélectionnées à partir de 300 profils

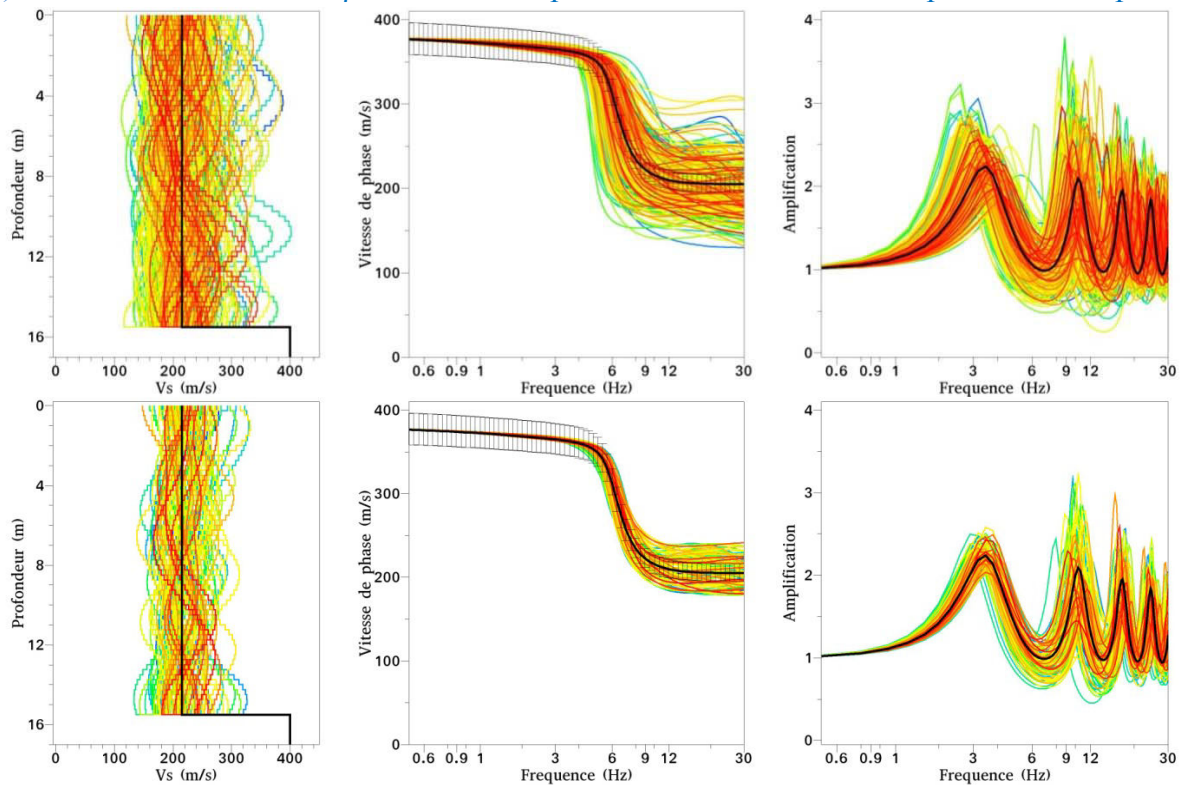




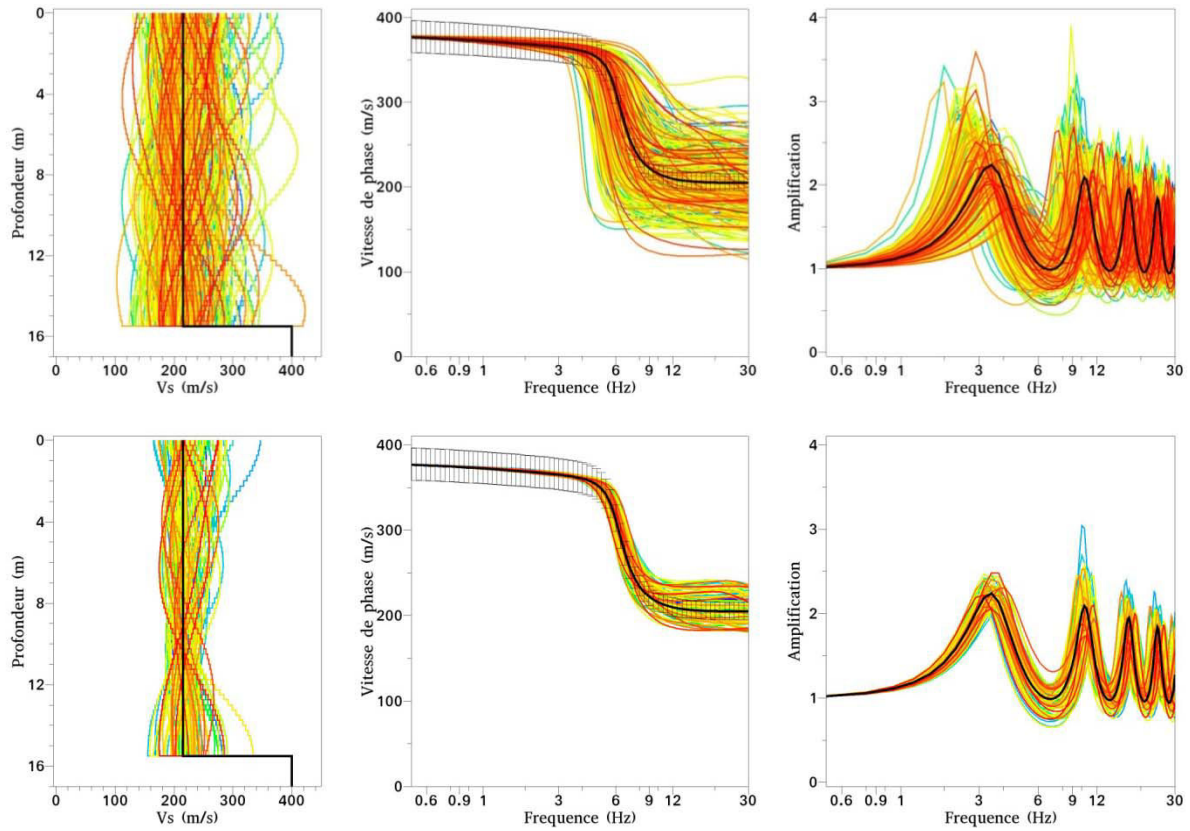
b)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $\rho = 2\text{ m}$  : 196 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



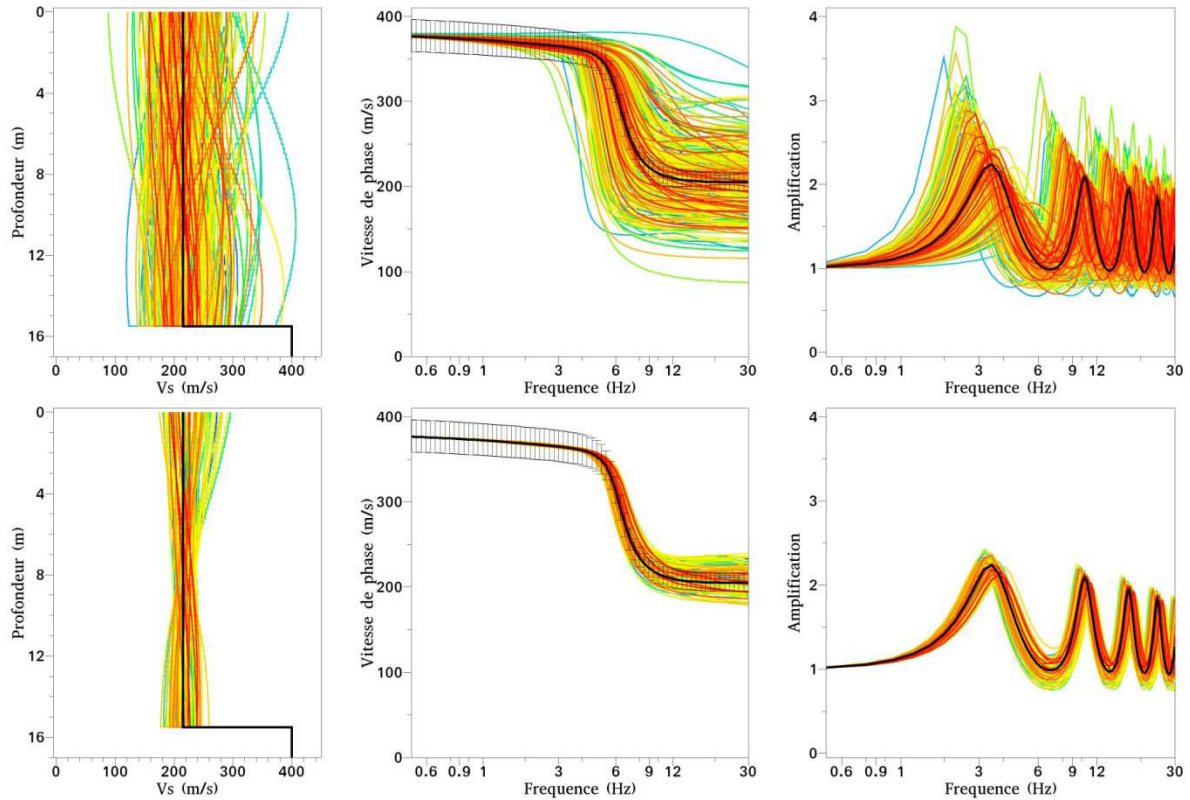
c)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $\rho = 5\text{ m}$  : 110 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



d)  $COV_{Vs} = 20 \%$  et  $\rho = 10$  m : 95 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils

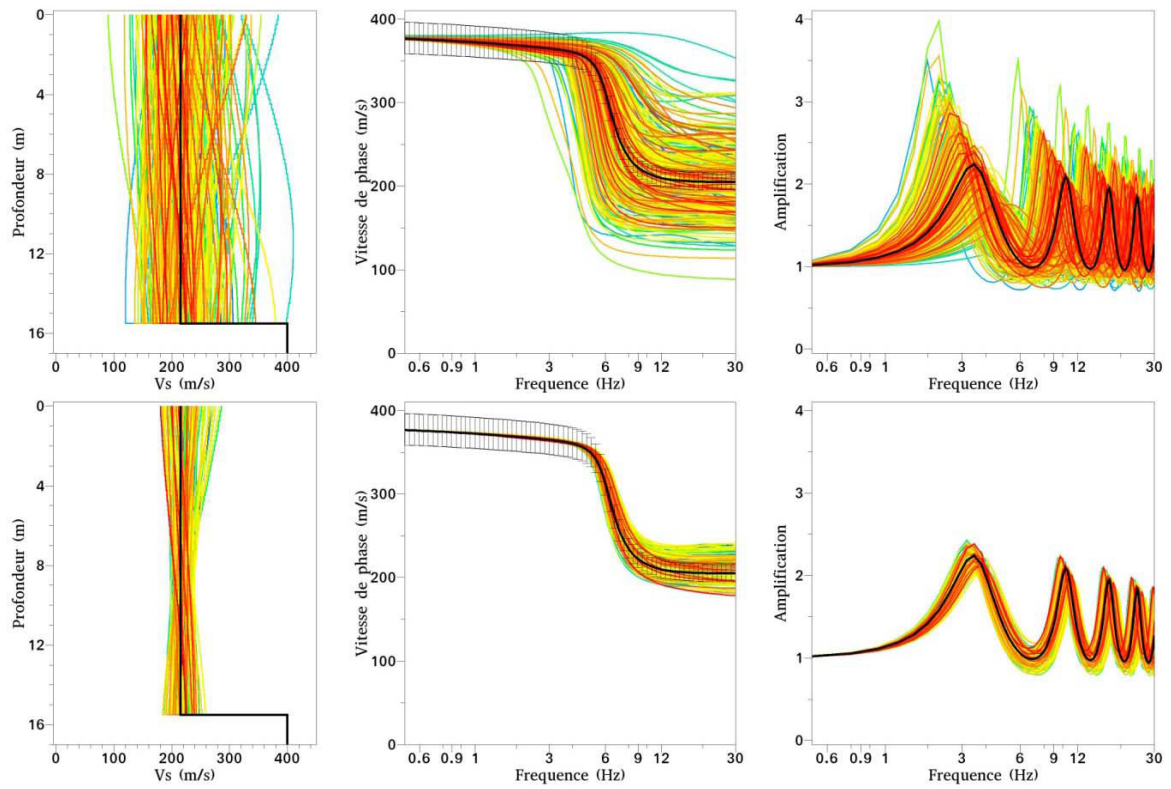


e)  $COV_{Vs} = 20 \%$  et  $\rho = 20$  m : 97 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



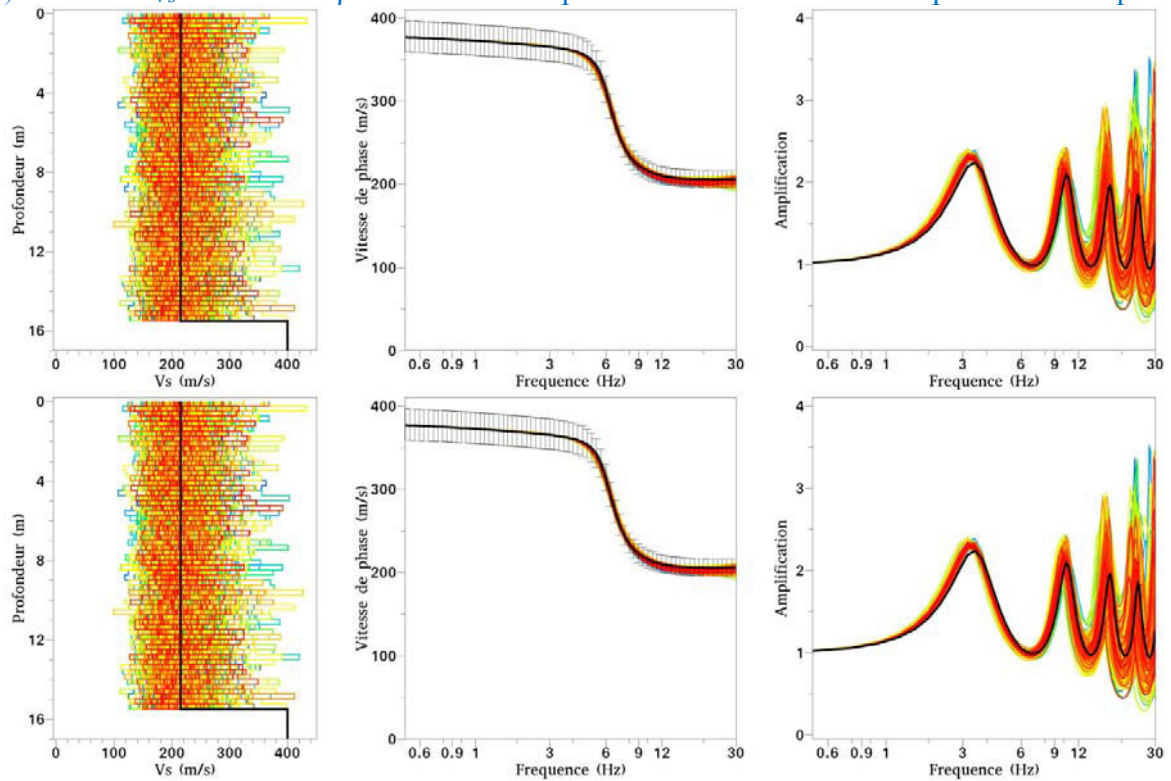
f)  $COV_{Vs} = 20 \%$  et  $\rho = 30$  m : 102 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



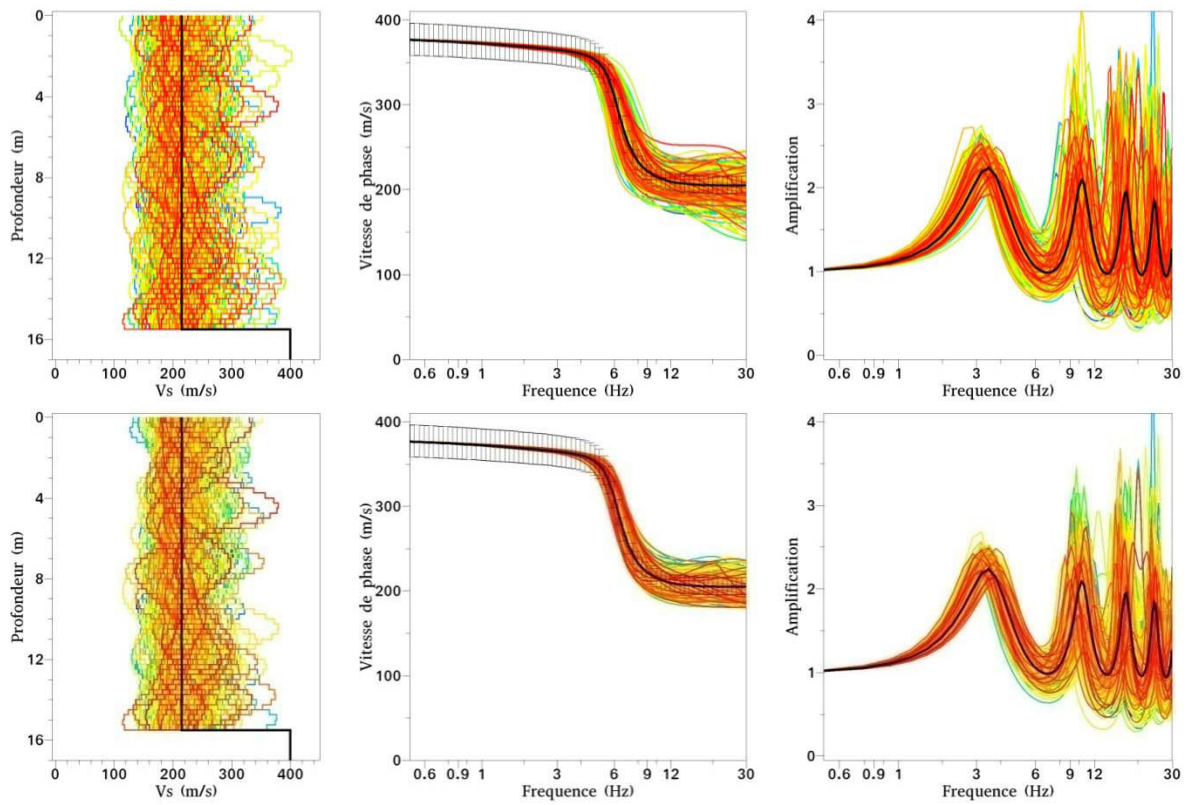


## 1.2. La fonction exponentielle décroissante (EXPDEC)

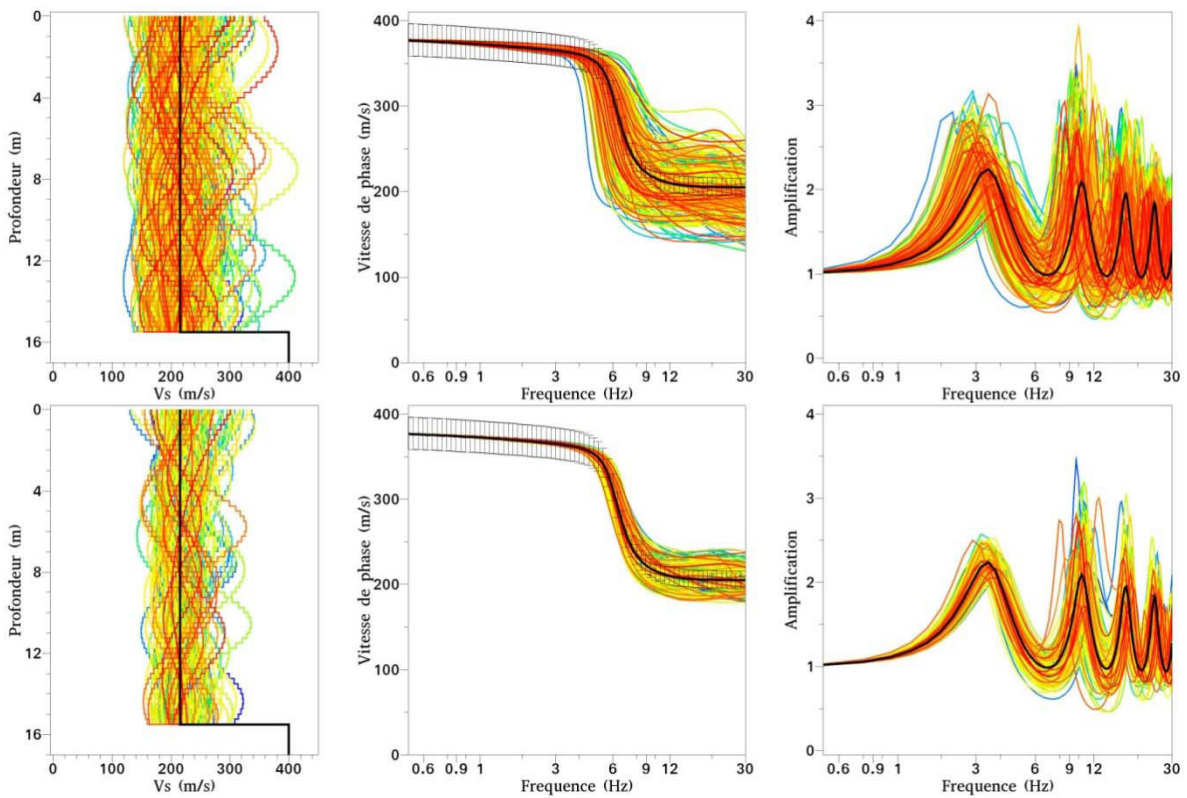
a)  $COV_{Vs} = 20 \%$  et  $\rho = 0.5$  m : 300 profils sont sélectionnées à partir de 300 profils



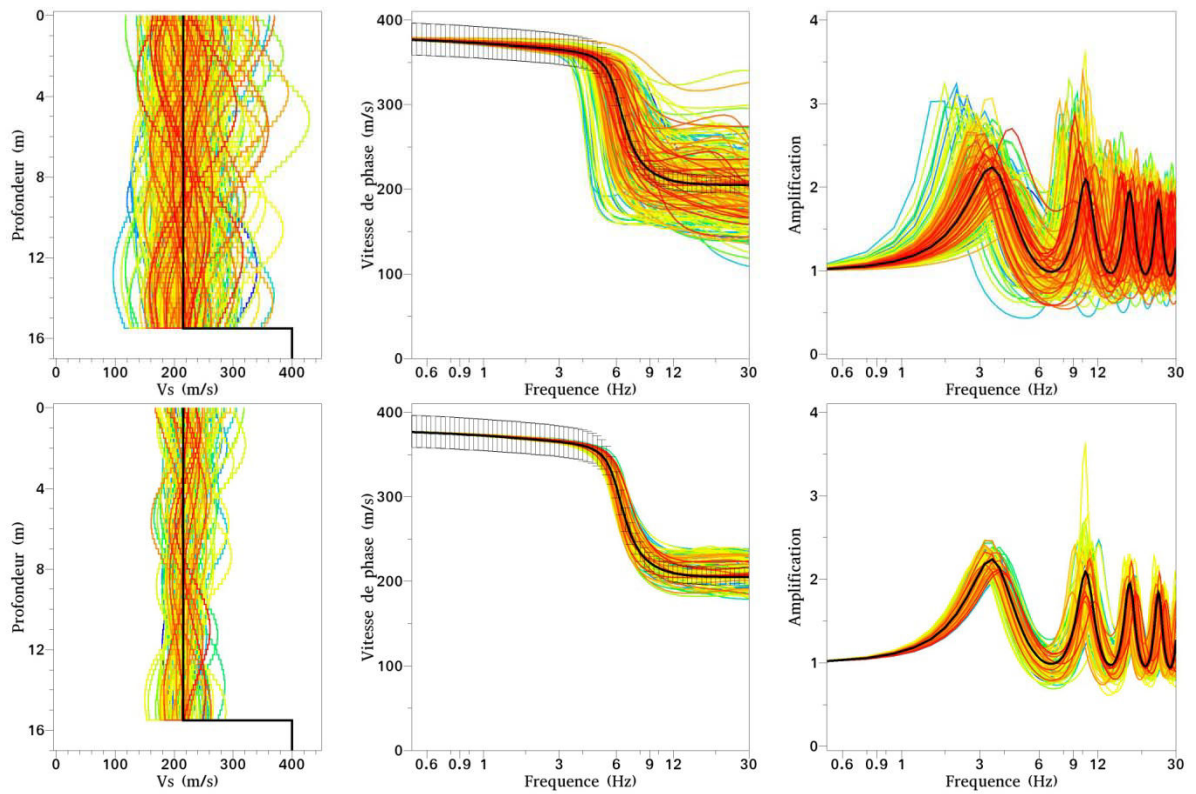
b)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $\rho = 2$  m : 222 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



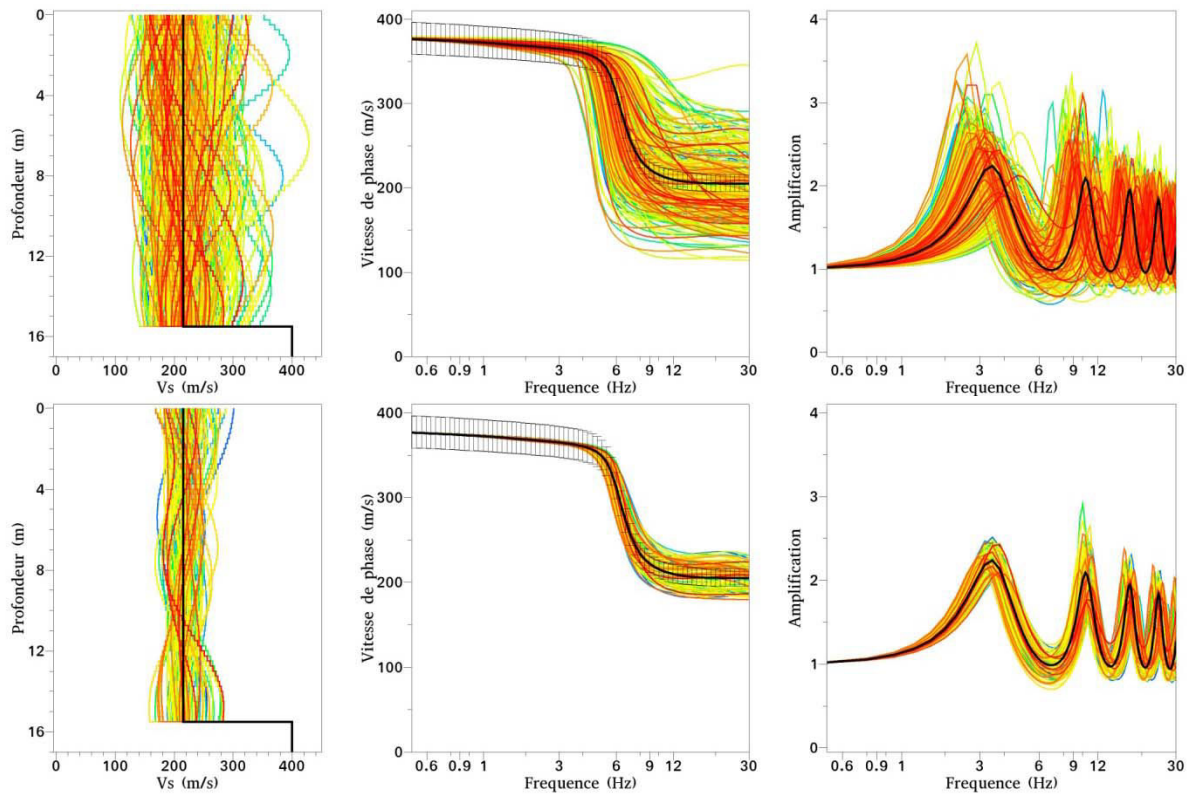
c)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $\rho = 5$  m : 119 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



d)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $p = 10\text{ m}$  : 119 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils

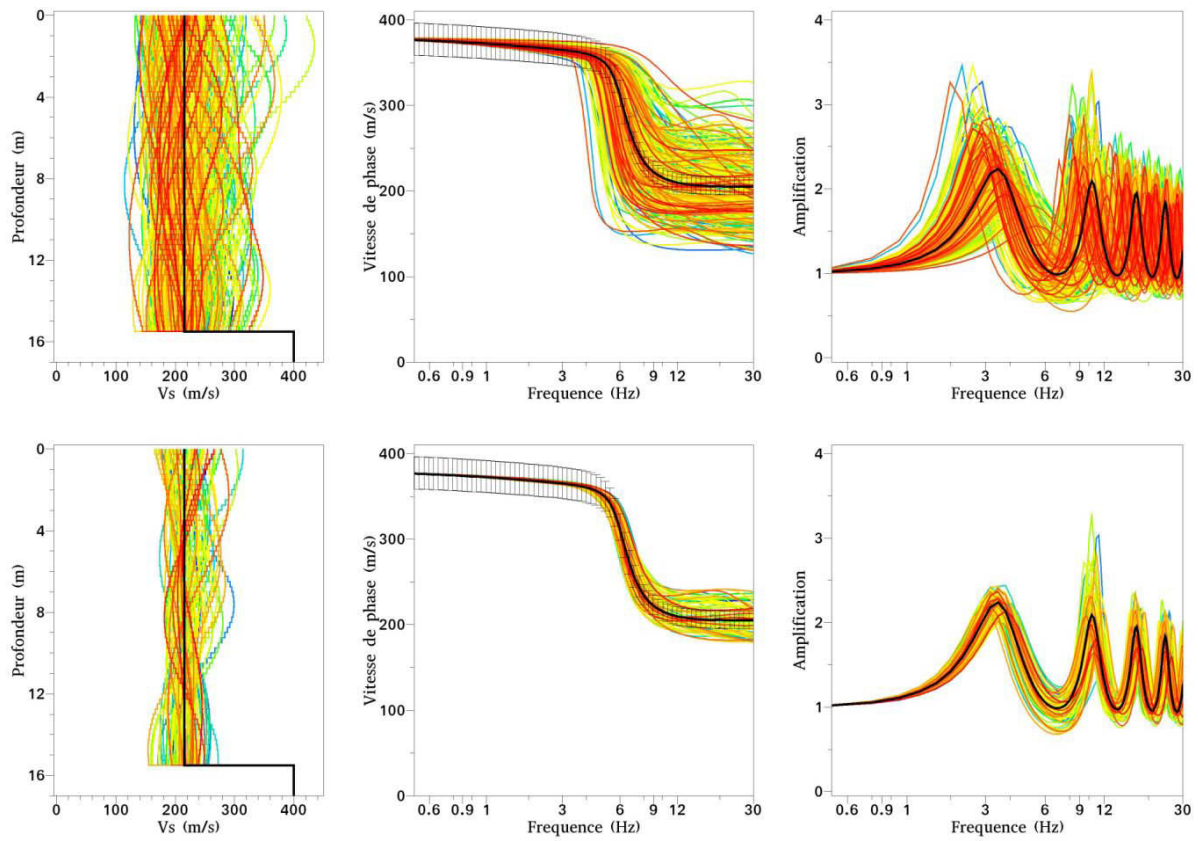


e)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $p = 20\text{ m}$  : 88 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils

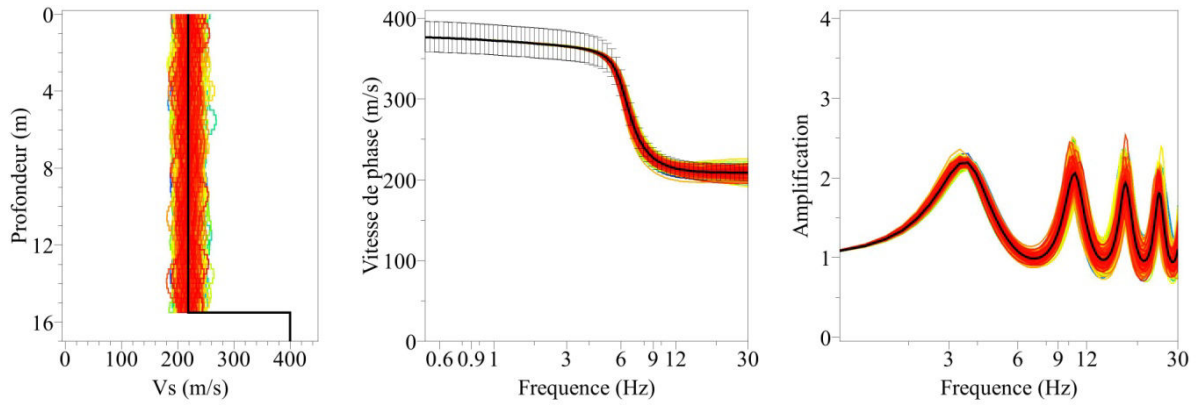




f)  $COV_{Vs} = 20\%$  et  $\rho = 30\text{ m}$  : 83 profils sont sélectionnés à partir de 300 profils



g)  $COV_{Vs} = 5\%$  et  $\rho = 2\text{ m}$  :



h)  $COV_{Vs} = 35\%$  et  $\rho = 2\text{ m}$

